

BEITRÄGE ZUR GLETSCHERGESCHICHTE
DES GOTTHARDGEBIETES
UND DENDROKLIMATOLOGISCHE ANALYSEN
AN FOSSILEN HÖLZERN

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der Philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

DER UNIVERSITÄT ZÜRICH

von

FELIX BAPTIST RENNER

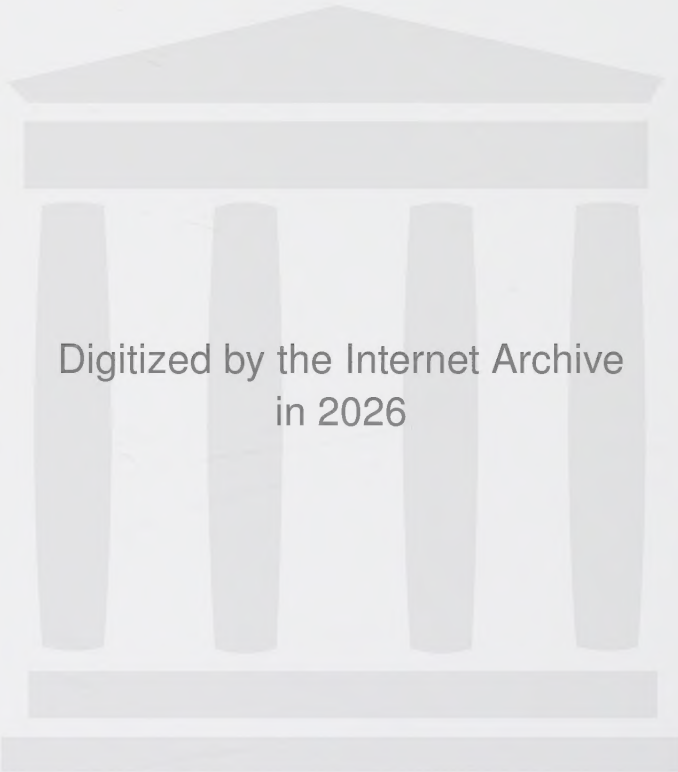
von Hospental (UR)

Begutachtet von den Herren

Prof. Dr. G. Furrer

PD Dr. F. H. Schweingruber

Zürich 1982



Digitized by the Internet Archive
in 2026

BEITRÄGE ZUR GLETSCHERGESCHICHTE
DES GOTTHARDGEBIETES
UND DENDROKLIMATOLOGISCHE ANALYSEN
AN FOSSILEN HÖLZERN

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Philosophischen Doktorwürde
vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
DER UNIVERSITÄT ZÜRICH

von
FELIX BAPTIST RENNER
von Hospental (UR)

Begutachtet von den Herren
Prof. Dr. G. Furrer
PD Dr. F. H. Schweingruber

Zürich 1982



ISBN 3 85543 204 X

für

Bernadette, Philipp
und meine Eltern

V O R W O R T

Die vorliegende Arbeit entstand am Geographischen Institut der Universität Zürich unter der Leitung von Herrn Prof.Dr.G.Furrer. Für sein Interesse und die Unterstützung meiner Arbeit danke ich ihm ganz herzlich. Herrn PD Dr.F.H.Schweingruber (Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf - EAFV) danke ich für die Betreuung der radiodensitometrischen Untersuchungen an fossilen Hölzern.

Einen ganz entscheidenden Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit leistete Herr E.Schär (EAFV). Er hat mich mit der komplizierten Methode der Radiodensitometrie vertraut gemacht, wofür ich ihm sehr dankbar bin.

Parallel zu meiner Dissertation entstand diejenige von dipl.geogr. W.Bircher. Für die schönen gemeinsamen Stunden während der Bergung und Auswertung der fossilen Hölzer danke ich ihm bestens. Bei der Entstehung meiner Arbeit (1976-1981) stand mir mein Freund, Dr.J.Suter (Geogr.Institut Uni Zürich) stets mit Rat und Tat zur Seite. Ihm sei auch für seine moralische Unterstützung herzlich gedankt.

Herr Dr.F.Röthlisberger stellte mir zahlreiche, an der EAFV ausgewertete Jahrringkurven zur Verfügung und gab mir viele wertvolle Hinweise, die ich sehr zu schätzen weiss.

Dank gebührt folgenden Mitarbeitern des Geographischen Instituts der Universität Zürich, die mir durch Diskussionen, Durchsicht des Manuskripts oder Ueberlassung von fossilen Hölzern geholfen haben: Dr.M.Gamper, Frau dipl.geogr.B.Gamper-S., Dr.M.Maisch, Dr.T.Strüby, PD Dr.P.Fitze, dipl.geogr. H.-P.Holzhauser, dipl.geogr. M.Fries, dipl.geogr. H.Aeschlimann, dipl.geogr. W.Wetter, dipl.geogr. R.Bless, PD Dr.K.Graf und Dr.C.Burga.

Den Mitarbeitern in der Gruppe Quartäre Hölzer an der EAFV, Dr.O.U.Bräcker, Frau dipl.geogr. A.Lamprecht, P.Nogler, W.Schoch und Frau Ch.Jacquat danke ich für ihre stete Unterstützung. Herr Dr.M.Küttel hat zwei Moore meines Untersuchungsgebietes pollenanalytisch untersucht, wofür ich ihm bestens danke.

Herrn Prof.Dr.H.Oeschger und Frau T.Riesen, Physikalisches Institut der Universität Bern, Herrn Dr.W.Keller und R.Erne, Geographisches Institut der Universität Zürich, möchte ich herzlich danken für die zahlreichen ¹⁴C-Datierungen, die für die Durchführung meiner Arbeit von grosser Bedeutung waren.

Frl. M.Novotna und Herr M.Sebek (EAFV) waren mir bei den Zeichnungen eine grosse Hilfe. Frau M.J.Sieber besorgte die Englischübersetzung der Zusammenfassung, wofür ich ihr sehr danke.

In Diskussionen mit den Herren Prof.Dr.R.Hantke (Geol. Institut ETHZ), Dr.Ch.Schlüchter (Inst. für Grundbau und Bodenmechanik ETHZ), Prof.Dr.M.Schüepp, PD Dr.G.Gensler (MZA), Prof.Dr.H.Zoller (Bot. Institut Uni Basel), Prof.Dr.A.Bögli, Dr.H.Turner (EAFV) und Dr.O.Lenz (EAFV) bekam ich immer wieder neue Denkanstösse für meine Arbeit.

Die Korporation Urseren und die Herren J.Regli, G.Zopp und B.Renner gaben mir die Erlaubnis, auf ihren Grundstücken nach Holz zu graben. Ihnen allen danke ich dafür bestens.

Finanziell unterstützt wurde ich durch Beiträge des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung und die Holderbankstiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Fortbildung, wofür ich ihnen sehr verpflichtet bin.

Der Naturforschenden Gesellschaft Uri danke ich für die Erlaubnis, diese Arbeit in ihren Berichten veröffentlichen zu können. Ich danke der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft für ihren Beitrag an die Druckkosten.

Während unzähligen Stammtischrunden hatte ich Gelegenheit, mit meinem Freund, dipl.geogr. T.Kupka, neue Kraft für die wissenschaftliche Forschung zu schöpfen. Seine Frau besorgte die Reinschrift des Manuskripts. Beiden danke ich von Herzen für ihre Hilfe.

Ohne die aufopfernde Unterstützung durch meine Frau und meine Eltern wäre ich nicht in der Lage gewesen, diese Arbeit auszuführen. Ihnen gebührt mein grösster Dank!

Zürich, im Februar 1982

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

ZUSAMMENFASSUNG	11
SUMMARY	13
EINLEITUNG	15
 T E I L I: GLAZIALMORPHOLOGISCHE UND GLETSCHERGESCHICHT- LICHE UNTERSUCHUNGEN IM GOTTHARDGEBIET	 17
A. Das Untersuchungsgebiet	19
1. Geologie	20
2. Die klimatischen Verhältnisse	22
B. Postglazial	24
1. Neuzeit	24
1.1 Einleitung	24
1.2 Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen im Arbeitsgebiet Urserental (Testgebiet Witen- wasseren- und Muttental)	25
1.2.1 Karten, Reliefs, Dokumente vor 1850	25
1.2.2 Die Zeit um 1850	29
1.2.3 Gletscherschwankungen 1851 bis 1973	30
1.3 Die übrigen Gletscher im Urserental	36
1.4 Die Gletscherbeobachtungen der Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft	38
1.5 Die neuzeitlichen Gletscherstände im oberen Tavetsch	39
1.6 Die Neuzeit im Bedrettal	39
1.7 Zusammenfassung	40
2. Die Vorneuzeit: Der Zeitraum von 10'200 BP bis 1500 n.Chr.	41
2.1 Einleitung	41
2.2 Glazialmorphologische Untersuchungen und Radio- karbondatierungen von fossilen Böden	42
2.2.1 Grabungen im Untersuchungsgebiet Urserental	43
2.2.1.1 Der Aufschluss Tälli am Rande des Gletscher- vorfeldes des Witenwasserengletschers	43
2.2.1.1.2 Aufschlüsse Wyssbach am Rande des Gletscher- vorfeldes des Stellibodengletschers	47
2.2.1.1.3 Aufschlüsse Chrummegg am Rande des Gletscher- vorfeldes des Guspisfirns	50
2.2.2 Interpretation und klimatische Deutung der fossilen Böden im Arbeitsgebiet Urserental	52
2.2.3 Grabungen im Untersuchungsgebiet oberes Tavetsch	55
2.2.4 Zusammenfassung	60

C.	Grobblockige Moränen und Schuttkörper in den Arbeitsgebieten Urserental und Bedrettal	62
1.	Einleitung	62
2.	Fossile Blockgletscher und blockgletscherähnliche Ablagerungen	63
3.	Flächenhaft verstreute Blockmassen	65
4.	Moränenwallartige Ablagerungen mit zum Teil deutlichen Zungenbecken	66
D.	Spätglazial	79
1.	Einleitung	70
1.1	Methoden	70
1.2	Gliederung des Spätglazials	72
2.	Spätglaziale Moränen im Untersuchungsgebiet	75
2.1	Spätglaziale Gletscherstände im Einzugsgebiet der Reuss (Urserental und Urner-Reusstal)	75
2.1.1	Spätglaziale Gletscherstände des Tiefen- und Sidelengletschers	75
2.1.2	Spätglaziale Moränen aus dem Raume Witenwasseren und Muten	79
2.1.3	Spätglaziale Vergletscherungen am südexponierten Hang des Urserentals	81
2.1.4	Spätglaziale Vergletscherungen in den übrigen Seitentälern des Urserentals	81
2.1.5	Schneegrenzdepressionen und Zuordnungen	83
2.1.6	Die nächste Grössenordnung: Spätglaziale Gletscher, die über das Urserental hinausreichten	84
2.1.7	Die Gliederung des Spätglazials im Urner-Reusstal	92
2.2	Spätglaziale Gletscherstände im Einzugsgebiet des Vorderrheins (oberes Tavetsch)	93
2.2.1	Spätglaziale Gletscherstände des Maighels- und Curneragletschers	93
2.2.1.1	Das Selva-Plaun Pardatsch-Stadium	93
2.2.1.2	Das Lais da Maighels-Stadium	95
2.2.2	Spätglaziale Gletscherstände in der Val Giuv und der Val Val	96
2.3	Spätglaziale Gletscherstände im Einzugsgebiet des Ticino (Bedrettal)	98
2.3.1	Das Stadium Airolo	98
2.3.2	Das Stadium Fontana	99
2.3.3	Das Stadium All'Acqua	101
2.3.4	Das Stadium Manio	103
2.4	Vergleich der Ergebnisse aus den Arbeitsgebieten Urserental (und Urner-Reusstal), Bedrettal und Oberes Tavetsch	106
2.5	Gliederung der spätglazialen Gletscherstände nach überregionalen Gesichtspunkten	107

E. Spätglaziale Moränen und junge Erdkrustenbewegungen	112
1. Einleitung	112
2. Rezente Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie	112
3. Rezente Krustenbewegungen im Urseren- und Bedrettal	112
4. Das Alter der Krustenbewegungen	114
5. Ursachen der Krustenbewegungen	117
 T E I L II: DENDROKLIMATOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN AN FOSSILEN NADELHOELZERN	119
1. Einleitung	120
2. Holzfunde im Urserental	121
2.1 Kleinfunde im Gebiet Höhenbiel-Oberchäseren-Sunns- biel (Witenwasserental)	121
2.2 Fossile Baumstämme aus dem Urserental	123
3. Die Bewaldung des Urserentales früher und heute	126
4. Die potentielle Waldgrenze im Urserental	128
5. Aufbereitung des Probenmaterials, densitometrische Analysen und Datenverarbeitung	128
5.1 Aufbereitung	130
5.2 Densitometrische Analyse	130
5.3 Datenbereinigung und Berechnung von Rohwertmittel- kurven	131
5.4 Radiokarbondatierungen und Synchronisationsarbeiten	132
5.5 Ausgleich des Alterstrends, Indexieren, Berechnung von Mittelkurven	134
5.6 Lärchen- und Fichtenchronologien aus der subalpinen Stufe der Schweiz	139
6. Klimarekonstruktion mit Nadelhölzern aus kaltfeuchten Lagen der subalpinen Stufe	141
6.1 Dendroklimatologische Untersuchungen an rezenten Nadelhölzern aus der subalpinen Stufe	141
6.1.1 Räumlicher Gültigkeitsbereich	141
6.2 Klimatologische Aussagen und räumlicher Gültig- keitsbereich von Chronologien fossiler Hölzer	141
6.3 Beziehungen zwischen Gletscherschwankungen und Schwankungen der maximalen Dichte	149
7. Schwankungen der maximalen Dichten und Jahrring- breiten während der letzten 8'000 Jahre	151
7.1 Kurvenmerkmale	151
7.2 Zeitliche Einordnung der Chronologien mit 14C- Datierungen	156
7.3 Interpretation der Mittelkurven	157
7.4 Klimastürze im Postglazial	169
7.5 Aussagen der maximalen Dichtekurven im Vergleich zu pollenanalytischen und glazialmorphologischen Ergeb- nissen	170
8. Zusammenfassung	172
LITERATURVERZEICHNIS	174
ANHANG	

Z U S A M M E N F A S S U N G

Während der Sommermonate 1976 - 1981 kartierte ich im Urserental, im oberen Tavetsch und im Bedrettal alle erkennbaren Moränen und Gletscherstände (vgl. Karte im Anhang). Mit verschiedenen Methoden (Auswertung historischer Dokumente, stratigraphische Untersuchungen von Moränen- und Moorprofilen, Radiokarbondatierungen, Schneegrenzberechnungen) wurde versucht, einen Beitrag zur spät- und postglazialen Gletschergeschichte des Gotthardgebietes zu leisten. Zusätzlich sammelte ich im Urserental mehr als 200 fossile Baumstämme (Lärchen, Fichten und Arven). Die Jahrringe dieser Hölzer wurden an der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen in Birmensdorf radiodensitometrisch analysiert. Die gletschergeschichtlichen und dendroklimatologischen Untersuchungen sollten Auskunft über die spät- und postglazialen Klimaverhältnisse geben.

ERGEBNISSE

Spätglazial:

Schneegrenzberechnungen nach der Flächenteilungsmethode 2:1 und morphologische Befunde ermöglichten es, die letzten zwei spätglazialen Gletscherstadien in den Einzugsgebieten der Reuss, des Vorderrheins und des Ticino miteinander zu korrelieren (vgl. D.2.4 und Tab. 4). Die Moränengliederung des Gotthardgebietes wurde zudem jener der Ostalpen gegenübergestellt. Aufgrund ähnlicher Schneegrenzdepressionen konnten spätglaziale Gletscherstände des Untersuchungsgebietes mit solchen der Ostalpen parallelisiert werden (vgl. D.2.5 und Tab. 5). Für egesenäquivalente Moränenablagerungen im Urseren- und Bedrettal (Maximalstände) wurden Mindestalter von $9'730 \pm 120$ BP und $9'995 \pm 110$ BP belegt.

Erdkrustenbewegungen, die gegen Ende des Spätglazials erfolgten, haben im Bedretto- und Urserental spätglaziale Moränen verstellt (vgl. Kap. E).

Postglazial:

a) Glazialmorphologische Untersuchungen

Im Urserental und in der Val Maighels konnten unter postglazialen Endmoränenwällen zehn fossile Böden freigelegt werden. Die Radiokarbondaten dieser Böden ergaben Maximalalter für die jeweiligen Moränenüberschüttungen. Aufgrund dieser ^{14}C -Datierungen gelang der Nachweis für folgende vorneuezeitlichen Gletscherhochstände:

- nach 5'300 BP Hochstand des Maighelsgletschers
- zwischen 3'600+3'200 BP je zwei Hochstände des Guspisfirns und des Witenwasserengletschers
- nach 3'000 BP Hochstand des Stellibodengletschers ?
- nach 2'500 BP Hochstand des Guspisfirns
- nach 1'900 BP Hochstand des Maighelsgletschers (FRIES 1977)
- nach 1'250 BP Hochstände des Stelliboden- und Witenwasserengletschers

Die Originalmesstischblätter für den Dufouratlas belegen neuzeitliche Gletscherhochstände um 1850 n.Chr.

b) Dendroklimatologische Untersuchungen

Mit Hilfe dendrochronologischer Untersuchungen an fossilen Nadelhölzern aus dem Urserental und dem Wallis wurden lange Jahrringchronologien erstellt. Die mehrere hundert Jahre umfassenden Kurven der maximalen Spätholzdichten vermitteln ein Bild über den Verlauf der Sommertemperaturen (Juli bis September) während des Postglazials. Tiefe Dichtewerte weisen auf kühle Sommermonate hin, hohe maximale Dichten lassen ausgeglichene und günstige klimatische Verhältnisse erkennen.

Zwischen 8'000 BP und heute konnten 18 "langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichten" und 14 "langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichten" festgestellt werden (vgl. Fig. 26 und Tab. 9). Die Wechsel von warmen zu kühlen Zeitabschnitten erfolgten oft sehr schnell, so dass von mehreren postglazialen "Klimastürzen" gesprochen werden kann (vgl. Teil II, Kap. 7.4). Die Sommertemperaturen schwankten im Verlauf der letzten 8'000 Jahre innerhalb einer ähnlichen Bandbreite wie während der Neuzeit.

S U M M A R Y

With the aim of contributing to our knowledge of climatic conditions during the late Pleistocene and Holocene in the Gotthard region, I investigated the area using the approaches of both glacier history and dendroclimatology. My methods included examination of historic documents, stratigraphical analysis of moraine and bog profiles, radiocarbon dating and calculation of the altitude of the equilibrium line of the glaciers. During the summers of 1976 - 1981 I mapped all recognisable glacier states and moraines in the Urserental, the upper Tavetsch and the Bedrettal (see map in Appendix). In addition I collected samples from over 200 fossil tree trunks (larch, spruce, and Swiss stone pine) from the Urserental and analysed their annual rings radiodensitometrically at the Swiss Federal Institute of Forestry Research, Birmensdorf.

RESULTS

Late Pleistocene:

Using morphological findings and calculations of the mean altitude of glaciers equilibrium lines, applying an accumulation area ratio of 0.67, it was possible to correlate the latest two glacier states of the late Pleistocene in the catchment areas of the Reuss, Vorderrhein and Ticino (see D.2.4 and Table 4). The late Pleistocene moraine sequence of the Gotthard region was compared to that of the Eastern Alps by correlating snow-line depressions (see D.2.5 and Table 5). Minimum ages of $9'730 \pm 120$ BP and $9'995 \pm 110$ BP were established for moraine deposits in the Urserental and Bedrettal for maximal states equivalent to the Egesen phase of the Eastern Alps. Movements of the earth's crust at the end of the late Pleistocene displaced newly-formed moraines in the Urserental and Bedrettal (see Ch. E).

E I N L E I T U N G

Der Einfluss des Klimas auf die Entwicklung der Biosphäre und der Menschheit ist grösser als vielfach angenommen wird. Schon geringe klimatische Veränderungen können indirekt grosse wirtschaftliche und politische Folgen nach sich ziehen. Bei ständig wachsender Bevölkerung und bei begrenzten Nahrungsmittel- und Wasserreserven vermögen solche Umweltvorgänge die Lebensgewohnheiten ganzer Nationen empfindlich zu stören. Zudem droht heute die Gefahr, dass der Mensch das Klima mit seinen wirtschaftlichen Aktivitäten stark beeinflusst. Es ist deshalb entscheidend, dass sich verschiedene wissenschaftliche Disziplinen mit der Erforschung früherer Klimaschwankungen und Mechanismen beschäftigen. Denn erst eine exakte Kenntnis des früheren Klimaverlaufs ermöglicht eine bessere Beurteilung der heute herrschenden Bedingungen und hilft uns, zukünftige Entwicklungen abzuschätzen.

Eine direkte Erfassung des Klimaverlaufs ist erst seit dem Beginn der Instrumentenbeobachtung möglich. Die Verhältnisse früherer Zeitabschnitte können hingegen nur mit Hilfe indirekter Zeugen hergeleitet werden. Zuverlässige Hinweise über das vergangene Klimageschehen sind in zahlreichen Elementen der Natur gespeichert. Gute Klimazeiger sind beispielsweise die Gletscher, welche auf Temperatur- und Niederschlagsschwankungen mit Volumen- bzw. Längenänderungen reagieren. Jahrringe, Torfmoore, Seesedimente und Eisbohrkerne enthalten ebenfalls sehr gute paläoklimatologische Informationen. In jüngster historischer Zeit geben vor allem Bild- und Schrift Dokumente über Klimaschwankungen und deren Auswirkungen Auskunft.

Im Alpenraum versucht man seit längerer Zeit, die Gletscherschwankungen früherer Zeitperioden zu erfassen. Vor allem in Oesterreich (vgl. PATZELT + BORTENSCHLAGER 1973) und in der Schweiz (ZOLLER et al 1966, ZOLLER 1977, MESSERLI et al 1975) ermöglichten glazialmorphologische Untersuchungen gute Rückschlüsse auf frühere Klimaverhältnisse.

Mit dem ersten Teil dieser Arbeit möchte ich ebenfalls einen Beitrag zur Erforschung der spät- und postglazialen Gletschergeschichte leisten. Meine Untersuchungen sind Teil eines Projektes, das am Geographischen Institut der Universität Zürich unter der Leitung von Prof. Dr. G. Furrer durchgeführt wird. In verschiedenen Regionen der Schweizeralpen entstanden zahlreiche Arbeiten, welche die räumliche und zeitliche Erfassung ehemaliger Gletschervorstösse zum Ziele hatten. Gebietsmässige Schwerpunkte bildeten das Wallis (MUELLER 1975, SCHNEEBELI + ROETHLISBERGER 1976, BIRCHER 1982, HOLZHÄUSER in Vorbereitung), das Oberengadin (BEELER 1977, SUTER 1981, GAMPER in Vorbereitung) und der Raum Mittelbüden (MAISCH 1981).

Die bisherigen Untersuchungen haben zu zahlreichen gut gesicherten Resultaten geführt, wobei es gelungen ist, gletscher- und damit

klimageschichtliche Ereignisse mit Hilfe der Radiokarbonmethode (14C-Methode) absolut zu datieren. 14C-Datierungen von fossilen Böden unter Moränenablagerungen sowie von eingelagerten Holzresten und von Torfproben ermöglichten neben der chronologischen Erfassung auch eine Korrelation gletschergeschichtlicher Vorgänge über grosse Räume hinweg.

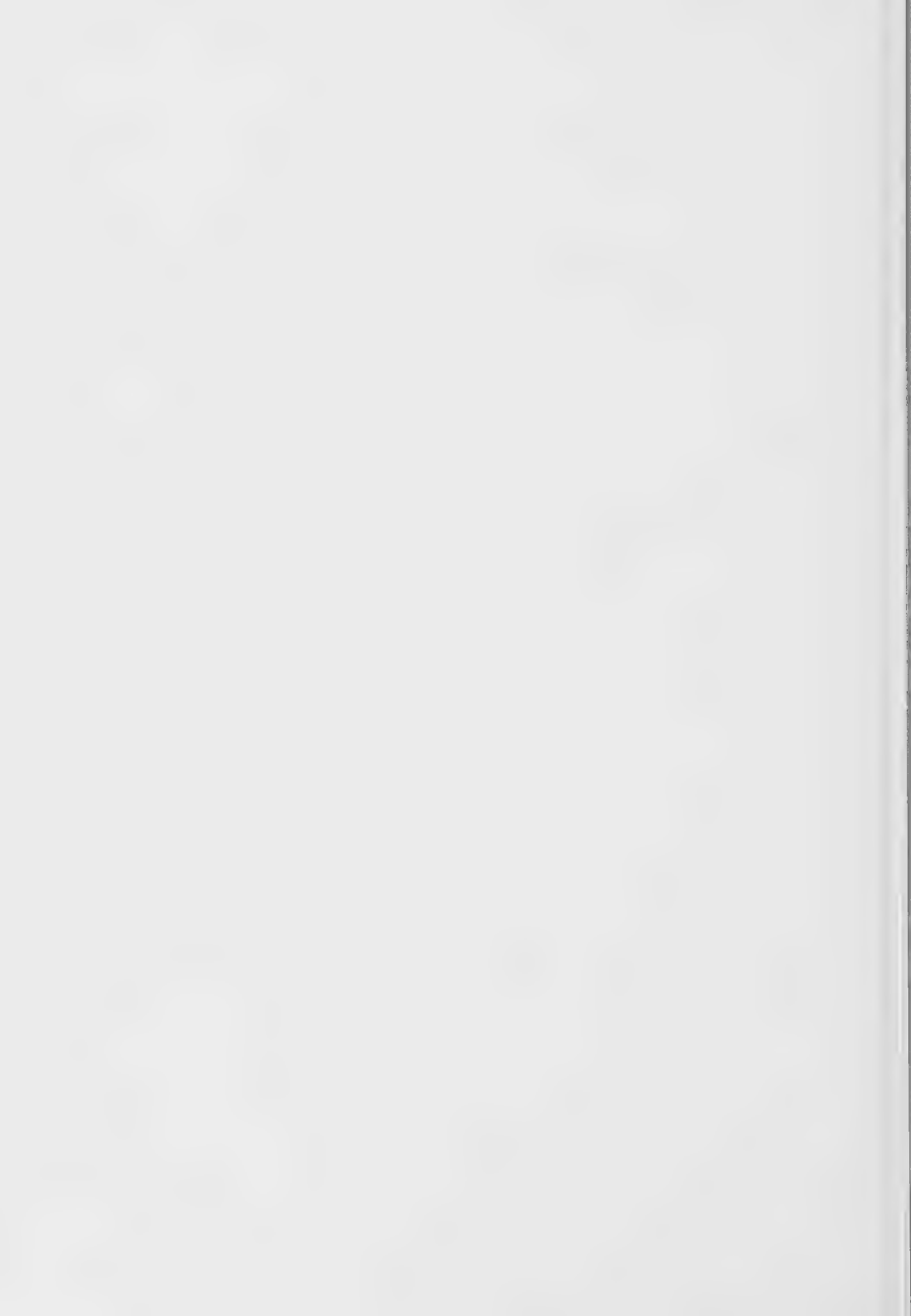
Mit meinen Arbeiten wurde eine weitere Region glazialmorphologisch erforscht; nämlich das Gotthardgebiet. Die Untersuchungen sollen Auskunft geben, in welchem Umfange, wie oft und wann sich die Vergletscherung in den Quellgebieten der Reuss, des Rheins und des Ticino verändert hatte. Zudem stellt die Region Gotthard das Bindeglied zwischen den bisherigen Arbeitsräumen Wallis und Graubünden dar.

Im zweiten Teil dieser Arbeit befasste ich mich mit der radiodensitometrischen Analyse von fossilen Hölzern. Da das Wachstum eines Baumes neben anderen Faktoren sehr wesentlich durch das Klima bestimmt wird, können Jahrringabfolgen fossiler Hölzer über den Witterungsverlauf früherer Zeitperioden Auskunft geben. Bisherige dendroklimatologische Untersuchungen an rezentem Probenmaterial haben denn auch gezeigt, dass hauptsächlich die maximalen Spätholzichten von Nadelbäumen aus der subalpinen Stufe Informationen über die Sommertemperaturen (Juli bis September) enthalten (SCHWEINGRUBER + SCHAER 1976, SCHWEINGRUBER et al 1978, 1979). Aufgrund dieser Erkenntnisse gehören gut erhaltene Stämme von Lärchen, Fichten, Föhren und Arven aus Mooren der subalpinen Stufe zu den wichtigsten indirekten Klimazeugen, denn sie ermöglichen die jährliche Sommertemperaturerfassung (Juli bis September) langer Zeitperioden im Postglazial.

Während meiner glazialmorphologischen Feldarbeiten habe ich in Mooren des Urserentals zahlreiche fossile Lärchen, Fichten und Arven entdeckt. Da mir bekannt war, dass diese Baumstämme gute paläoklimatologische Informationen enthalten können, habe ich eine grosse Anzahl solcher Holzreste geborgen. Die gesammelten Proben wurden anschliessend unter der Leitung von PD Dr. F. H. Schweingruber an der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen in Birmensdorf radiodensitometrisch untersucht. Mit diesen fossilen Nadelhölzern aus dem Urserental wollte ich möglichst lange Jahrringchronologien erstellen. Die Sequenzen von maximalen Dichten sollten Auskunft über den Sommertemperaturverlauf während des Postglazials vermitteln.

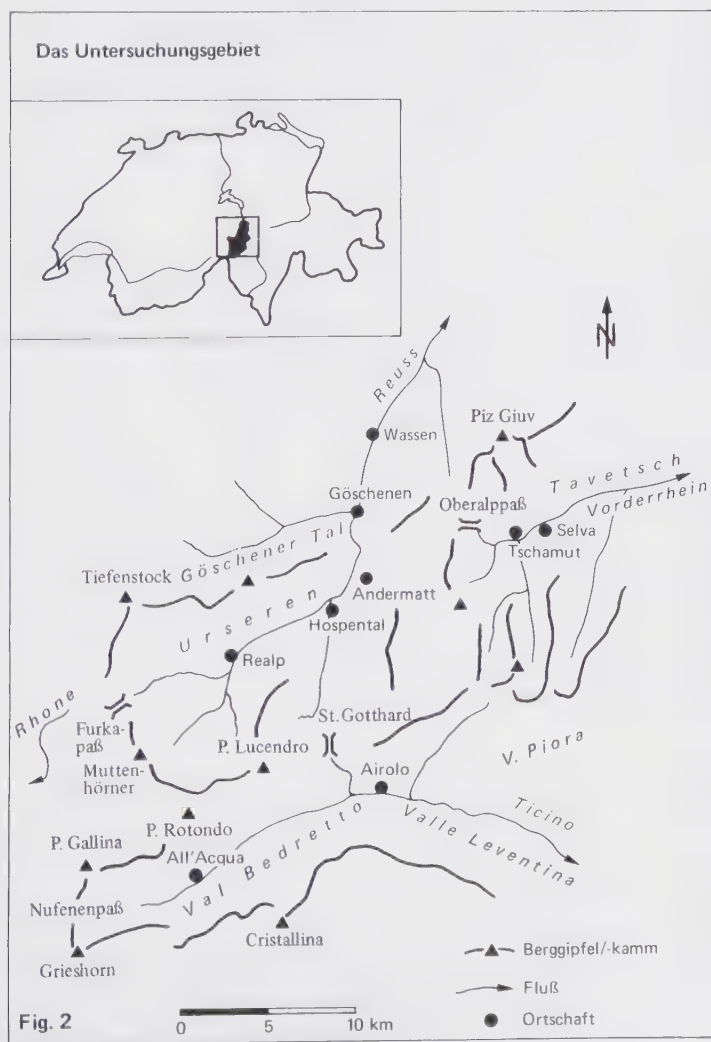
Teil I

Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gotthardgebiet



A. D A S U N T E R S U C H U N G S G E B I E T

Meine Untersuchungen erstreckten sich über die Quellgebiete von drei grösseren Flusssystemen. Das Urserental und das Urneroberland werden durch die Reuss entwässert. Das Wasser des oberen Tavetsch wird durch den Rhein aufgenommen. Der Ticino, der bei Pavia in den Po mündet, sammelt die Gewässer des Bedrettotales. Im Westen grenzt das Arbeitsgebiet zusätzlich an das Einzugsgebiet der Rhone. Hauptuntersuchungsobjekte waren die zahlreichen, heute meist kleineren Gletscher und ihre ehemaligen Moränenablagerungen.



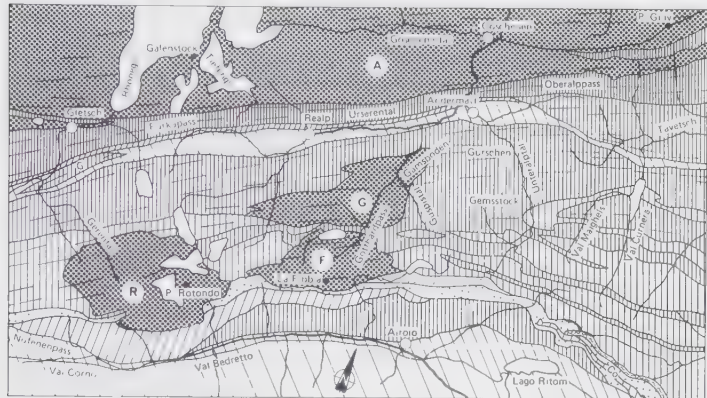
1. GEOLOGIE

Das Arbeitsgebiet liegt zum grössten Teil im Bereich der helvetischen Zentralmassive. Das Aarmassiv im Norden und das Gotthardmassiv im Süden werden durch eine Zone mesozoischer Sedimente, der sogenannten "Urserenmulde" voneinander getrennt.

Die nördliche Bergkette des Urserentals ist aus zentralem Aaregranit aufgebaut. Südlich anschliessend folgt das nur wenige 100 Meter mächtige Altkristallin des Aarmassivs. Die Urserenzone besteht aus steilstehenden mesozoischen und permischen bzw. permokarbonischen Sedimenten. Auf der rechten Talseite des Urserentals tritt bereits das gotthardmassivische Altkristallin in Erscheinung. Bekannt sind die in der Gurschengneiszone (Paragneis) verbreiteten Linsen von Serpentin. Orthogneise finden sich hauptsächlich in der Zentralzone des Gotthardmassivs. Im Altkristallin treten drei kleinere, stockförmige Granitkörper auf. Die grössten oberflächlichen Ausmasse erreicht der Rotondogranit, der das Altkristallin in scharfem Intrusivkontakt durchbricht. Während diese Granitmasse eine geringe alpine Ueberprägung zeigt, sind der Fibbiagranitgneis und vor allem der Gamsbodengranitgneis stärker alpin verschiefert. Der Südrand des Gotthardmassivs (linke Talseite des Bedrettotals) wird hauptsächlich aus Gesteinen der Giubine-Serie, der Cavanna-Serie (Sorescia-Gneis und Prato-Serie) und der Tremola-Serie aufgebaut. Auf das Kristallin des Gotthardmassivs folgen im Süden das gotthardmassivische Mesozoikum (Nufenenzone) und penninische Bündnerschiefer. Die Sedimente der Nufenenzone sind vor allem im hinteren Bedrettotal (Nufenenstock) und teilweise auch entlang der Talsohle zwischen Alpe die Cruina und Airolo aufgeschlossen. Die Talflanken und Bergzüge südlich der Val Bedretto bestehen vorwiegend aus Bündnerschiefern.

Die geologisch-tektonischen Verhältnisse sind hauptsächlich für das heutige charakteristische Relief des Arbeitsgebietes verantwortlich. Das Urserental wurde entlang einer tektonischen Nahtlinie herauspräpariert, welche zwischen Aar- und Gotthardmassiv vom Vorderrheintal bis ins Rhonetal verläuft. Die weichen Sedimente der Urserenzone sind mitverantwortlich, dass sich die Reuss so stark in dieses Gebiet einzutiefen vermochte. Auch im Bedrettotal hat sich der Ticino in die weichen mesozoischen Sedimente eingegraben. (Zit. Lit.: LABHART 1977, HAFNER et al 1975 k).

Geologisch-tektonische Karte des Gotthardgebietes



Quelle: Labhart 1977

Aarmassiv



Aaregranit



Altkristallin

Gotthardmassiv



Rotondo Granit



Fibbia Granitgneis



Gamsboden-Granitgneis



Orthogneis



Paragneis

Sedimente



Sorescia-Gneis



Grubine-Serie



Prato-Serie



Corandoni-Zone



Alpintektonische Überprägung des Kristallins
(ohne Südrand Gotthardmassiv)



Mesozoikum
(helvetisch)



"Perm" i.w.S.
("Permokarbon")



Bundnerschiefer
(penninisch)



Gotthardmassivisches
Mesozoikum
(ultrahelvetisch)

Fig. 3

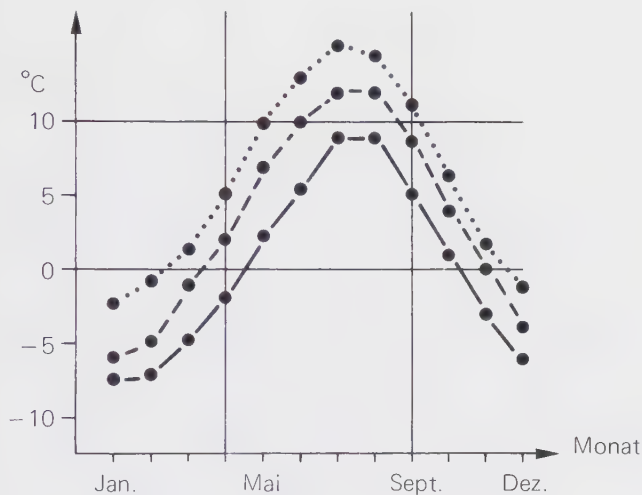
2. DIE KLIMATISCHEN VERHAELTNISSE

Ueber die Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Arbeitsgebiet geben die Klimadiagramme von Fig. 4 Auskunft. Am Alpennordhang erreicht der Jahresgang der Niederschlagsmengen ein ausgeprägtes Maximum im Sommer und ein Minimum im Winter (URFER 1978). Im Tessin hingegen werden die höchsten Niederschlagsmengen im Spätsommer und Herbst gemessen; grosse Regenmengen fallen ausserdem im Mai (AMBROSETTI 1978). Im Gotthardgebiet kommt es teilweise zu einer Ueberlappung der klimatischen Einflüsse von Süden und von Norden her. So können die Frühjahrs- und Herbstmaxima, welche für die Alpensüdseite charakteristisch sind, nicht nur in Airolo und auf dem Gotthard, sondern auch am Nordfuss des Gotthardmassivs (Andermatt und Göschenen) registriert werden (URFER 1978). Der Gotthardpass wird wegen seiner geographischen Lage am stärksten vom schlechten Wetter nördlich und südlich der Alpen betroffen. Zwei Drittel aller Niederschlagstage sind dort Schneetage (AMBROSETTI 1978). Schneefälle kommen auch im Juli und August vor. Zudem verzeichnet der Gotthard weitaus mehr Niederschlagstage als alle übrigen Tessinerstationen.

In Andermatt werden Niederschlagsspitzen sowohl im April als auch im Juli/August und im Oktober (Hauptmaximum) verzeichnet. Diese Ueberlappung klimatischer Einflüsse von Süden und von Norden her führt im Urserental zu einer ausgeglichenen Niederschlagsverteilung (vgl. Fig. 4 und KAEGLI 1973). Die relativen Maxima von April und Oktober lassen sich hauptsächlich aufgrund der übergreifenden Südstauniederschläge erklären (URFER 1978). Nach KAEGLI (1973) unterliegt das Urserental infolge seiner Lage an einer Alpenverengung allen vier advektiven Wettereinflüssen. Das Haupttal steht als alpines Längstal gegen Westen und Osten offen, durch die Seitentäler Unteralp, Gotthard und Witenwasseren finden südliche Einflüsse Zugang, die Schöllenen schliesst die Talmulde nach Norden auf.

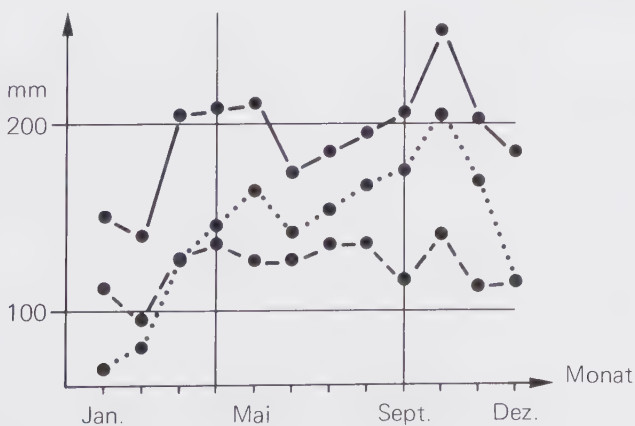
Klimawerte

Temperatur 1901–1960 (Monatsmittel)



Niederschlag 1901–1940 (Monatsmittel)

- Andermatt, 1442 m ü.M.
- St. Gotthard, 2095 m ü.M.
- Airolo, 1167 m ü.M.



Quelle: Schüepp 1967, Uttinger 1965

Fig. 4

B. POSTGLAZIAL

1. NEUZEIT

1.1 Einleitung

Die Auswertung von Stichen, Aquarellen, Photographien, Karten, Reliefs, Naturbeschreibungen und Reiseberichten ergibt - zusammen mit heutigen Geländebefunden - viele verlässliche Anhaltspunkte zur Datierung neuzeitlicher Moränenwälle (PATZELT 1973, MESSERLI et al 1975, SCHNEEBELI + ROETHLISBERGER 1976).

Dank zahlreicher Arbeiten über die neuzeitlichen Gletscher- und Klimaschwankungen in den Alpen lässt sich die Gletschergeschichte der letzten 400 Jahre bald lückenlos belegen. In FURRER et al 1980 wurden die Ergebnisse mehrerer Arbeiten zusammengefasst. Mit Hilfe von 23 Gletschern konnten die folgenden Gletscherhochstandsperioden nachgewiesen werden: 1600-1650, 1710, 1740, 1780, 1820 und 1850. Die Abschmelzphase nach 1850 wurde durch kürzere Vorstossperioden um 1890 und 1920 unterbrochen.

Weil die Gletscher meines Untersuchungsgebietes meist ziemlich klein sind und zudem in abgelegenen Seitentälern liegen, fehlen im Zeitraum vor 1850 geeignete und präzise historische Dokumente fast vollständig. Die ersten genauen Dokumente bilden Originalaufnahmen der Messtischblätter für die Dufourkarte in der Zeit zwischen 1851 und 1857. In mehreren Fällen stimmen die auf diesen Karten eingezeichneten Gletscherausdehnungen gut mit Seiten- und Endmoränen im Gelände überein. Die Messtischblätter belegen somit einen Gletscherhochstand kurz nach 1850. Die neuzeitlichen Moränen zeigen sehr häufig einen mehrphasigen Aufbau: Innerhalb 10-30 m können oft 2-3 Endmoränen festgestellt werden. Deshalb muss vermutet werden, dass die Gletscher in der Neuzeit mehr als einmal bis zur selben Stelle vorstießen. Wegen des kleinen Massstabs 1:50'000 reichen die Messtischblätter nicht aus, die 1850er Moränen genau zu bestimmen und gegenüber älteren Moränen abzugrenzen.

Aus diesem Grund wurde auch auf die Anwendung der Flechtenmethode verzichtet, denn diese setzt voraus, dass zumindest das Alter eines Moränenwalls genau bekannt ist (BESCHEL 1950/1957, HEUBERGER 1971). Ich beschränkte mich deshalb im wesentlichen darauf, die Gletscherausdehnungen von 1850 mit Hilfe der Messtischblätter und morphologischer Geländeaufnahmen zu rekonstruieren. Die Gletscherstände von 1850 dienen als Grundlage zur Bestimmung des Bezugsniveaus für Schneegrenzdepressionsberechnungen spätglazialer Gletscherstände (Kap. D).

Da es zu weit führen würde, die neuzeitlichen Gletscherveränderungen jedes einzelnen Gletschers an dieser Stelle zu diskutieren, werden im folgenden nur die Gletscherschwankungen im Witenwasseren- und Muttental stellvertretend für den ganzen Untersuchungsraum ausführlich besprochen.

1.2 Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen im Arbeitsgebiet Urserental (Testgebiet Witenwasseren- und Muttental)

1.2.1 Karten, Reliefs, Dokumente vor 1850

Die ältesten Dokumente, die das Untersuchungsgebiet in grösserem Massstab erfassen, stammen aus der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts:

1760	Erste Urnerkarte: MATTHAEUS SEUTTER
1768	Zweite Urnerkarte: GABRIEL WALSER
1791	Karte des St.Gotthardberges, Massstab ca. 1:55'000: CHARLES EXCHAQUET
1792-1798	Relief der Schweizer Alpen, Massstab ca. 1:37'000: JOACHIM EUGEN MUELLER
1794	Aquarell mit Muttenhörnern und Muttengletscher: H.C. ESCHER VON DER LINTH
1800	Gotthardblatt des MEYERSCHEN Atlas, Massstab ca. 1:108'000
1814	Relief des Gotthardgebietes, Massstab ca. 1:29'000: JOACHIM EUGEN MUELLER
1831	Karte des St.Gotthard: GOTTFRIED STUDER

Die ersten drei Karten waren für meine Untersuchungen nicht brauchbar, da die Gletscher entweder gar nicht oder nur schematisch eingezeichnet wurden. Das Gotthardblatt des Meyerschen Atlas basiert auf denselben Geländeaufnahmen wie das Müller-Relief von 1792/1798.

Die beiden Reliefs von Müller gehören zu den genauesten Geländedarstellungen, die vor der Zeit der Dufourkarte erschienen sind. Müller war Mitarbeiter am bekannten Meyerschen Atlas (1796-1802). Dieses Kartenwerk bildete den unmittelbaren Vorläufer der Dufourkarte.

Auf beiden Reliefs hat Müller Gletscherausdehnungen eingezeichnet, die grösser sind als der Stand von 1920. Zwar kann auf dem Relief von 1792/1798 das Gletscherende des Muttengletschers nicht genau lokalisiert werden, die Ausdehnung war aber deutlich grösser als jene um 1920. Diese Aussage wird auch bestätigt durch ein Aquarell von H.C. Escher von 1794 (vgl. Abb. 1). Aufgrund dieser

Zeichnung muss angenommen werden, dass der Gletscher damals weiter hinunterreichte als um 1920, denn vom Standort des Zeichners aus hätte man damals ein Gletscherende in der Grössenordnung von 1920 erkennen können (vgl. Abb. 1 und 2).

Der Vergleich des Reliefs von 1792/1798 mit jenem von 1814 zeigt eine allgemeine Flächenzunahme des Muttengletschers (RENNER 1977, S. 21). Auch die kleinen Seitengletscher, die von den Muttenhörnern dem Hauptgletscher zufließen, sind auf dem zweiten Relief wesentlich grösser abgebildet. Aus Beschreibungen von ODERMATT (1929, S. 20) und IMHOF (1949, S. 58) geht hervor, dass Müller 1814 das Gotthardgebiet ein zweites Mal durchwandert und dort eifrig gezeichnet und gemessen hat. Zweifellos hat er neuere Ergebnisse in seinem zweiten Relief (Abb. 3) mitverarbeitet (IMHOF 1949, S. 58). Es ist denn auch in vielen Einzelheiten genauer als jenes von 1792/1798. Da das zweite Relief keine Kopie des ersten ist, können die Veränderungen der Gletscherflächen erkannt werden. Aufgrund des Reliefs von 1814 ist anzunehmen, dass die Zunge des Muttengletschers damals unmittelbar bis zum nordöstlichen Ende der Chrummegg reichte. Der Muttengletscher erreichte also um 1814 eine ähnliche Ausdehnung wie zur Zeit des Hochstandes um 1851 (Vgl. Abb. 3 und 4).

Der Hinweis für allgemein hohe Gletscherstände am Ende des 18. und zu Beginn des 19. Jahrhunderts deckt sich mit den Aussagen von MESSERLI et al 1975, HOLZHAUSER 1978 und FURRER et al 1980.

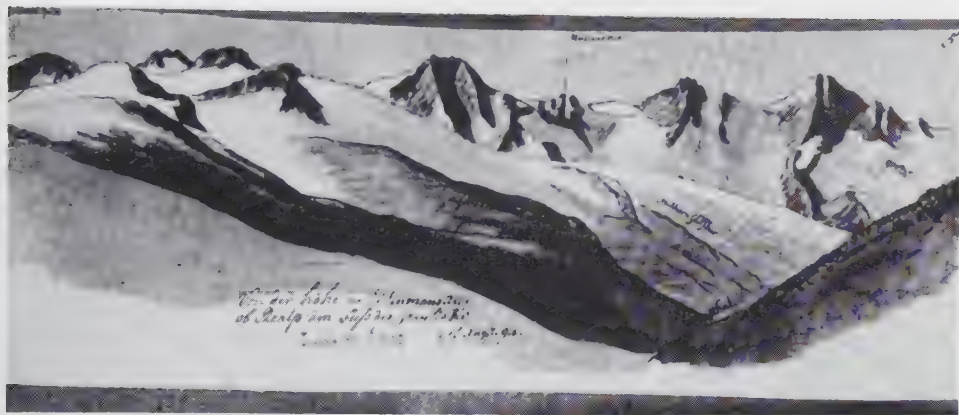


Abb. 1: Muttenhörner und Muttengletscher 1794,
Aquarell von H.C. Escher von der Linth



Abb. 2: Muttenhörner und Muttengletscher 1976
Auf der Zeichnung von 1794 ist der Muttengletscher
bedeutend grösser abgebildet als auf der Photo-
graphie von 1976.



Abb. 3: Relief des Gotthardgebietes von J.E. Müller
Geländeaufnahmen: 1814, Massstab: 1:29'000



Abb. 4: Originalmesstischblatt für die Dufourkarte
E.R. Mohr 1851, Massstab: 1:50'000

1.2.2 Die Zeit um 1850

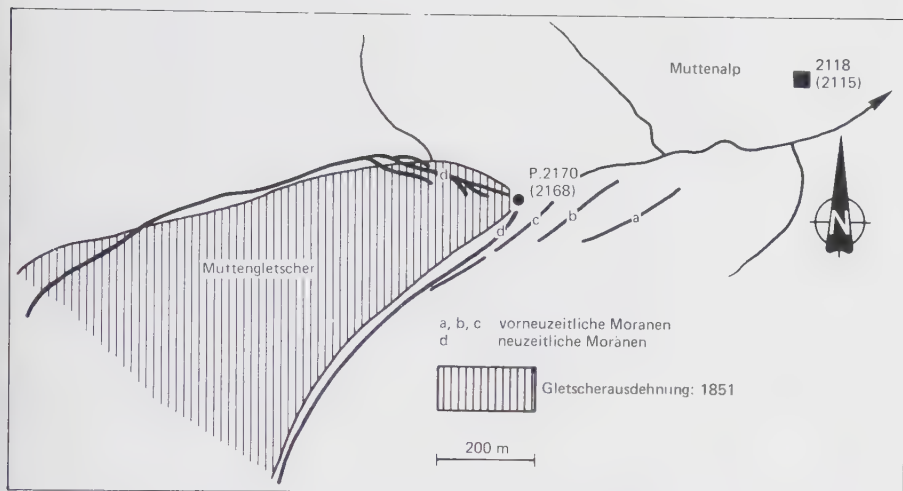


Fig. 5: Nachweis eines Gletscherhochstandes um 1851 mit Hilfe des Originalmesstischblattes für die Dufourkarte (E.R. Mohr 1851)

Wie Fig. 5 zeigt, erreicht der Gletscher nach der Karte von 1851 genau den Punkt 2170. Dieser ist durch einen grossen Felsblock im Bachbett der Muttendreuss gegeben. Die neuzeitlichen Moränen im Gelände (Wälle d) enden ebenfalls beim selben Felsblock, dessen Höhe über Meer auf der neuen Landeskarte mit 2'168 m angegeben wird (Korrektur durch neues Nivellement 1902). Die Karte von Mohr belegt somit einen Gletscherhochstand um 1851.

Da der Muttengletscher schon um 1814 (Abb. 3) eine ähnliche Ausdehnung erreichte wie zur Zeit des Hochstandes um 1851 ist es möglich, dass ein Teil der nördlichen Moränen "d" einem Hochstand entsprechen, der etwas früher stattfand. Ein Versuch, diese Moränen mit Hilfe der Flechtenmethode zu datieren, misslang.

Die Moränen a, b und c (Fig. 5) sind stark überwachsen und weisen im Gegensatz zu den Wällen "d" eine beträchtliche Bodenbildung auf. Sie werden aufgrund dieser Beobachtung vorneuzeitlichen Gletschervorstössen zugeordnet.

Auch für den Stelliboden- und Rotälligletscher (Abb. 4 und Fig. 6) zeigte das Messtischblatt von 1851 Gletscherausdehnungen, die mit den Moränen am Rande des Gletschervorfeldes übereinstimmen. Ein Hochstand des Witenwasserengletschers kann nicht genau datiert werden, da die Gletscherausdehnung, die auf der Karte von 1851 eingezeichnet ist, nicht exakt mit den Moränen im Gelände übereinstimmt. Die in Frage kommenden Wälle befinden sich nämlich rd. 50 m ausserhalb der eingezeichneten Gletscherzunge. Es muss berücksichtigt werden, dass Mohr (1851) in der Nähe der Gletscherzunge keine markanten Geländepunkte vermerkt hat, die es ermöglichen würden, das damalige Gletscherende genau auf die neue Landeskarte zu übertragen.

Aufgrund des Messtischblattes von Mohr (1851) kann zusammenfassend angenommen werden, dass die Gletscher im Witenwasser- und Muttental um 1851 einen Hochstand erreicht hatten. Die Gletscherausdehnungen der Mohr'schen Karte stimmen im allgemeinen gut mit Seiten- und Endmoränen im Gelände überein.

1.2.3 Gletscherschwankungen 1851-1973

Die amtlichen Kartenwerke des Bundesamtes für Landestopographie dienten als Grundlage zur Bestimmung der Gletscherschwankungen der letzten 130 Jahre und zur Ermittlung der Veränderung der Gletscherflächen. Folgende Kartenwerke standen zur Verfügung:

1. Originalaufnahme für die Dufourkarte und den Siegfriedatlas
Messtischblatt: 1:50'000 Blatt St.Gotthard (491)
Gletscherstand: 1851
Zeichnung: E.R.MOHR
2. Siegfriedatlas: Nachtrag zu Blatt St.Gotthard (491) 1:50'000
Gletscherstand: 1908
Zeichnung: H.L'HARDY
3. Spezialkarte der Festungsgebiete 1:10'000
Gletscherstand: Blatt 531 b 1918, Blatt c 1918/1919
Zeichnung: M.DIDAY und M.KUNZ
4. Spezialkarte der Festungsgebiete 1:10'000 (Nachtrag)
Gletscherstand: 1928
Aufnahme: terrestrisch-photogrammetrisch
5. Landeskarte der Schweiz, Blatt 1251 "Val Bedretto" 1:25'000
Gletscherstand: 1959
Aufnahme: aerophotogrammetrisch
6. Ausgewertet wurden zusätzlich die Aufnahmen des Schweizerischen Gletscherinventars (MUELLER et al 1976), LK Blatt 1251 "Val Bedretto" 1:25'000
Gletscherstand: 1973 (nach Luftbildern)

In Fig. 6 werden die Firn- und Eisflächen der ausgewerteten Karten miteinander verglichen. Zu diesem Zweck wurden die im Massstab 1:10'000 und 1:25'000 gezeichneten Karten mit einem Plan-Varlographen auf den Massstab 1:50'000 reduziert.

Auf dem Originalmesstischblatt von 1851 (E.R.Mohr) sind die grössten Gletscherflächen abgebildet. Wie bereits erwähnt, entsprechen die eingezeichneten Gletscherflächen ziemlich genau den Seiten- und Endmoränen im Gelände.

Die Siegfriedkarte von 1908 (1:50'000) zeigt die Gletscher während einer Abschmelzphase. Der Kartograph L'Hardy zeichnete jedoch 100 m ausserhalb der Zunge des Witenwasserengletschers, aber innerhalb des Standes 1851, eine Moräne ein. Die Karte belegt dadurch, dass der Witenwasserengletscher zwischen 1851 und 1908 vorstiess. In meiner Diplomarbeit konnte ich mit Hilfe von Photos nachweisen, dass diese Moräne noch vor 1903 abgelagert wurde (RENNER 1977). Der Vorstoss könnte dem bereits bekannten 1890er Stand entsprechen (SCHNEEBELI + ROETHLISBERGER 1976, FURRER et al 1980). Ein Vergleich der Gletscherflächen von 1851 und 1908 lässt erkennen, dass die Gletscher in der Zwischenzeit stark abgeschmolzen sind:

Witenwasserengletscher	rd. 750 m
Muttengletscher	rd. 1'000 m
Stellibodengletscher	rd. 500 m
Rotälligletscher	rd. 450 m

Die Karte für Festungsgebiete von 1918/1919 (1:10'000) (M.Diday + M.Kunz) zeigt wieder grössere Gletscherflächen als jene von 1908 und belegt, dass die Gletscher zwischen 1908 und 1918/1919 vorgestossen sind. Die eingezeichneten Gletscherausdehnungen stimmen wiederum gut mit den 1920er Endmoränen im Gelände überein.

Laut Angaben der GK-SNG (Gletscherkommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft) ist der Muttengletscher von 1920-1921 nochmals 10 m vorgestossen. Für 1922, 1923 und 1924 werden die Veränderungen der Gletscherzunge mit 0 m angegeben. Die Lage der Gletscherzunge des Witenwasserengletschers hat sich (ebenfalls nach Angaben der GK-SNG) von 1920-1924 nicht verändert.

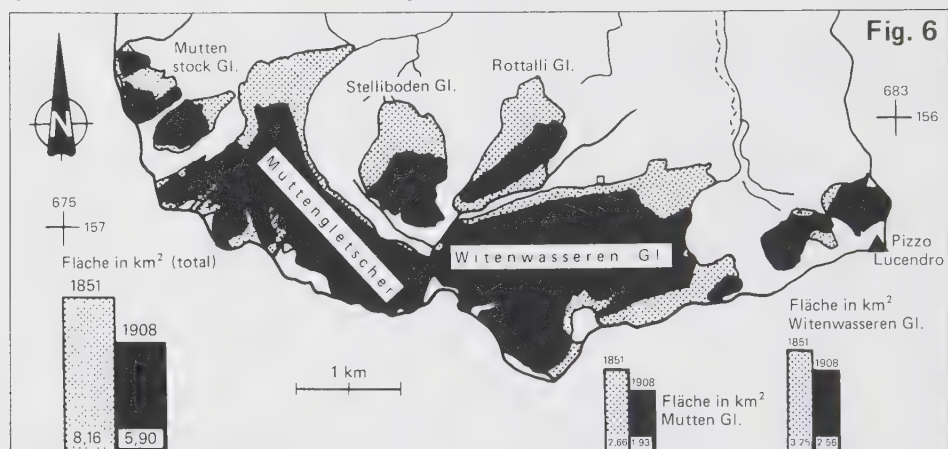
Bezüglich der Karte von 1908 ist der Witenwasserengletscher bis 1918/1919 rd. 50 m, der Muttengletscher rd. 150 m vorgestossen. Als Ende dieser Vorstossperiode gelten für den Witenwasserengletscher die Jahre 1919 oder 1920; der Muttengletscher ist von 1920-1921 zum letzten Mal vorgestossen.

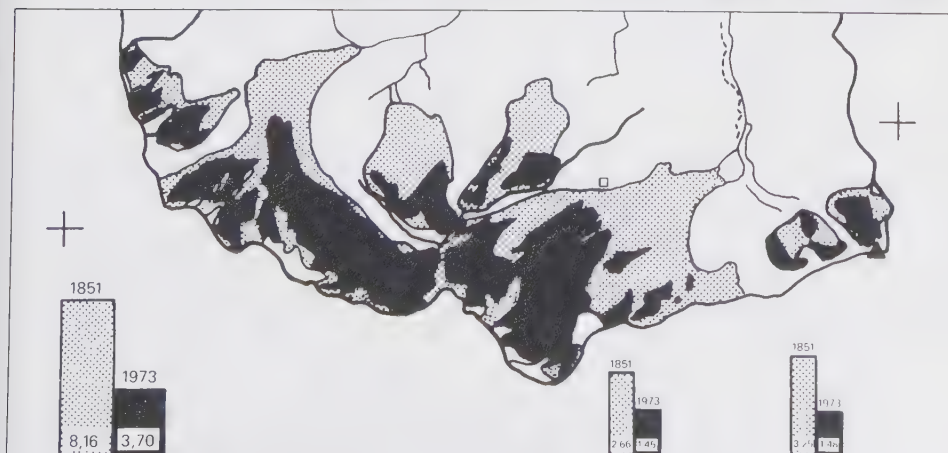
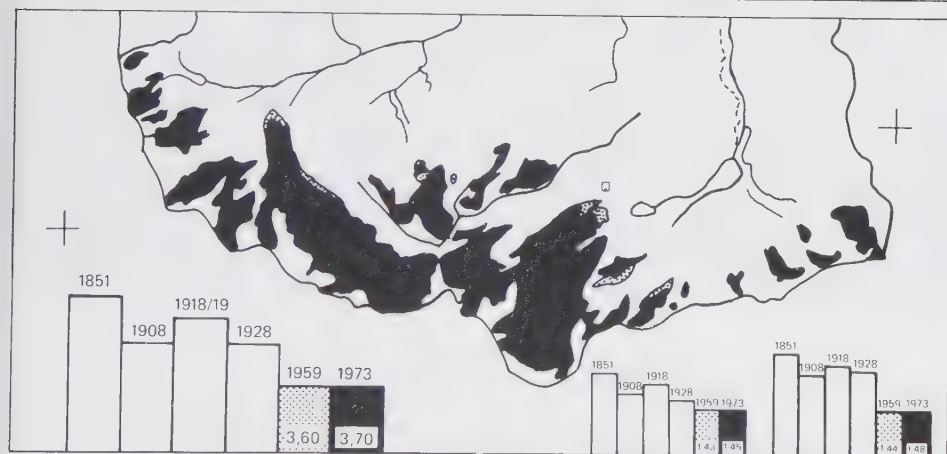
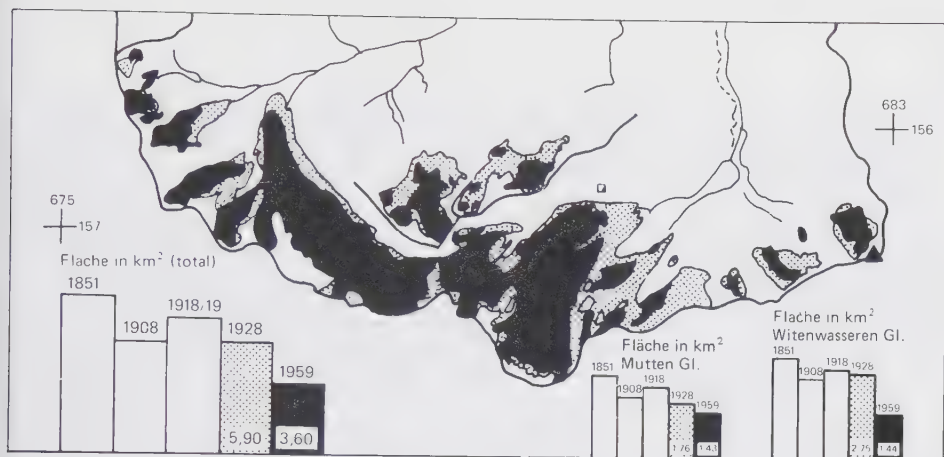
Die zweite Karte für Festungsgebiete 1928 (terrestrisch-photogrammetrische Aufnahme 1:10'000) weist auf ein allgemeines Abschmelzen der Gletscherzungen seit 1918/1919 hin. Die mittlere Längenänderung beträgt für den

Witenwasserengletscher	rd. - 100 m
Muttengletscher	0 m
Stellibodengletscher	rd. - 60 m
Rotälligletscher	rd. - 200 m

Veränderungen der Gletscherflächen von 1851–1973 im Witenwassergebiet

(gezeichnet nach den amtlichen Kartenwerken der Eidg. Landestopographie)





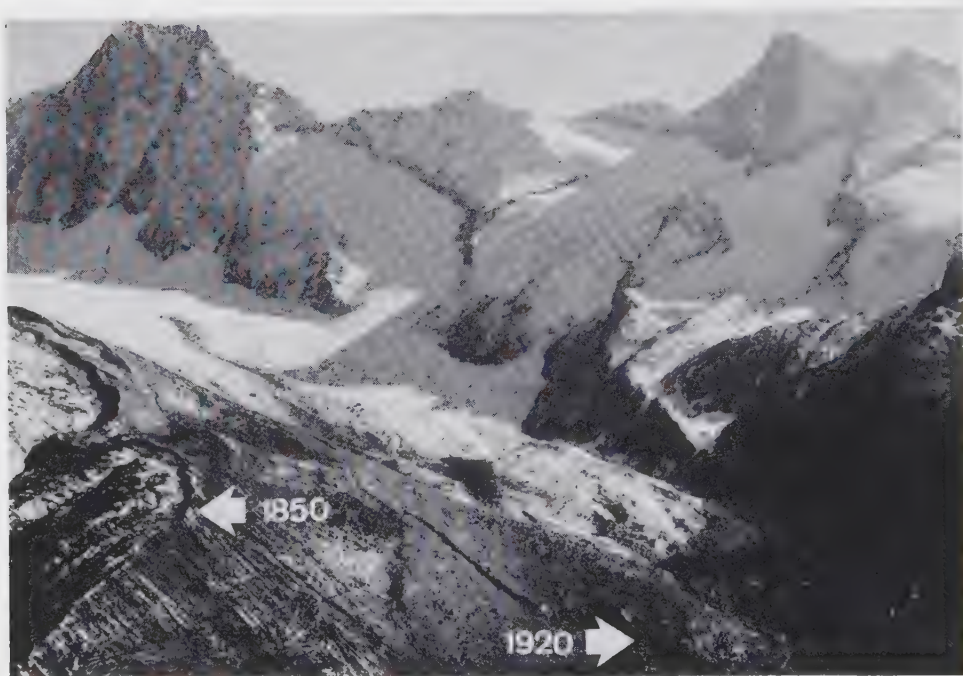


Abb. 5: Muttengletscher mit den Moränen von 1850 und 1920

Die aerophotogrammetrische Aufnahme von 1959 belegt seit 1928 ein weiteres Abschmelzen der Gletscherzungen für alle Gletscher:

Witenwasserengletscher	rd. - 350 m
Muttengletscher	rd. - 200 m
Stellibodengletscher	rd. - 150 m

Das Eis des Rotälligletschers ist fast vollständig abgeschmolzen, es sind nur noch wenige Hangvereisungen vorhanden.

Die im Rahmen des Schweizerischen Gletscherinventars 1973 (F.MUELLER et al 1976) bestimmten Gletscherflächen zeigen vor allem in den Nährgebieten eine leicht grössere Ausdehnung als um 1959. Dies ist vor allem auf eine genauere und gezielte Erfassung der vergletscherten Flächen zurückzuführen. Das Zurrückschmelzen der Gletscherzungen

des Witenwasserengletschers	um rd. 150 m,
des Muttengletschers	um rd. 100 m,
des Stellibodengletschers	um rd. 100 m,

weist aber auf eine negative Massenbilanz der Gletscher für die Zeitperiode 1959/1973 hin.

Durch den Vergleich der in Fig. 6 erfassten Gletscherausdehnungen erhält man jeweils die Fläche, um welche die Gletscher grösser oder kleiner geworden sind. Die verschiedenen grossen Flächen weisen auf Massenbilanzänderungen und damit Aenderungen der klimatischen Verhältnisse hin. Der Aussagewert solcher Vergleiche hängt vor allem von der Genauigkeit der Karten ab. Fehler und Ungenauigkeiten ergaben sich hauptsächlich bei der Kartierung in hohen und unzugänglichen Lagen, wo der Kartograph oft nur schwer entscheiden konnte, ob die eine oder andere Fläche noch zum Gletscher gehörte oder ob es sich um perennierende Schneeflecken und um Hangvereisungen handelte. Deshalb haben die in Tab. 1 aufgeführten Werte nur beschränkt Gültigkeit. Sie geben trotzdem wertvolle Hinweise über die Flächenänderungen seit der Mitte des letzten Jahrhunderts. Die Feststellung, dass die vergletscherte Fläche des Rotälligletschers von 1851 bis 1973 ca. 84 % abgenommen hat, sagt über den negativen Massenhaushalt dieses Gletschers bedeutend mehr aus, als die Tatsache, dass er während dieser Zeit ca. 750 m zurückgeschmolzen ist.

Die verfirnte und vereiste Fläche des Witenwasser- und Muttentals hat von 1851 bis 1973 55 % abgenommen (vgl. Tab. 1). Den geringsten Eisschwund (44 %) hat der Muttengletscher zu verzeichnen. Grosse Flächenverluste erlitten vor allem der Rotälligletscher (84 %), der Stellibodengletscher (70 %) und der Witenwasserengletscher (55 %). Diese Werte entsprechen ungefähr jenen, die SUTER (1981, p. 99) für das gesamte Oberengadin angibt. Für Gletscher mit Flächen von 0,10-1,0 km² gibt er durchschnittliche Flächenverluste von 70,52 %, für Gletscher von 1,0-10,0 km² solche von 36,62 % an. Dass die kleineren Gletscher im allgemeinen grössere Verluste erlitten, erklärt SUTER folgendermassen (1981, S. 98):

"Wie nicht anders zu erwarten, weisen die grossen Eisströme den weit geringeren absoluten Flächenverlust auf als die kleinen Gletscher (PATZELT 1980a, p. 182), denn bei kleinen Gletschern liegt - im Gegensatz zu den grossen Eisströmen - die mittlere Höhe des Akkumulationsgebietes nur wenig über der Gleichgewichtslinie. Wird diese infolge klimatischer Veränderung erhöht, so wirkt sich das für kleine Gletscher weit ausgeprägter aus als bei den grösseren."

Auffallend ist, dass sich bei kleineren Gletschern wie dem Stelliboden- und Rotälligletscher die vergletscherte Fläche bereits zwischen 1851 und 1908 um rd. 50 % verringerte, der Muten- und der Witenwasserengletscher haben während dieser Zeit nur 27 resp. 21 % an Fläche verloren.

Der zweite grosse Flächenschwund erfolgte nach dem 1920er-Vorstoss, während zwischen 1959 und 1973 nur noch kleinere Eismassen abgeschmolzen sind.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Gletscher in der Zeit von 1851 bis 1973 insgesamt klimatischen Bedingungen unterlagen, welche eine sehr negative Massenbilanz bewirkten; nur kurz vor 1900 (Witenwasserengletscher) und um 1920 erreichten die Gletscher für kurze Zeit eine positive Massenbilanz.

	F km ² 1851	F km ² 1908	% Abn. bez. 1851	F km ² 1918	% Abn. bez. 1851	F km ² 1928	% Abn. bez. 1851	F km ² 1959	% Abn. bez. 1851	F km ² 1973	% Abn. bez. 1851
Witenwasserengl.	3,25	2,56	- 21%	2,85	- 12%	2,75	- 15%	1,44	- 55%	1,48	- 55%
Muttengl.	2,66	1,93	- 27%	2,25	- 15%	1,76	- 34%	1,42	- 46%	1,49	- 44%
Stellibodengl.	0,73	0,37	- 49%	0,55	- 24%	0,52	- 28%	0,26	- 64%	0,22	- 70%
Rotälligl.	0,56	0,27	- 51%	0,46	- 16%	0,31	- 45%	0,13	- 76%	0,09	- 84%
total vergl. Fläche im Witen- wasser- und Muttental	8,16	5,90	- 28%	7,00	- 14%	5,90	- 28%	3,60	- 56%	3,70	- 55%
Tiefengl.	4,63									3,17	- 32%
Sidelengl.	2,83									1,44	- 49%
total vergl. Fläche im Urserental	23,52									12,35	- 47,5%

Tab. 1: Gletscherflächenveränderungen 1851-1973
(anhand der amtlichen Kartenwerke)

1.3 Die übrigen Gletscher im Urserental

Die Moränen des Tiefengletschers wurden bereits 1971/1972 durch BARSCH, MULLENDERS und ZOLLER kartiert (in: Materialien zur Exkursionstagung der schweiz. Geomorphologischen Gesellschaft vom 17.-23. September 1973). Auch sie konnten deutlich entwickelte 1850er Moränen feststellen, dazu eine weitere neuzeitliche Moräne, die wesentlich älter ist (BARSCH et al 1973, S. 6):

"Zwischen dieser Moräne von Chraiennest und der deutlich entwickelten von 1850 finden sich immer wieder kleine Wallreste, vor allem aber Blöcke mit starkem Flechtenbewuchs von Rhizocarpon geographicum und Rhizocarpon alpicola. Diese Blöcke unterscheiden sich hinsichtlich des Besiedlungsgrades und hinsichtlich der Arten deutlich von denen, die zur Moräne von 1850 gehören. Nach den von KING (1973) entwickelten Kriterien können sie nur Moränenresten des 16./17. Jahrhunderts entstammen."

Der Gletscherschwund im Urserental von 1850 bis 1973

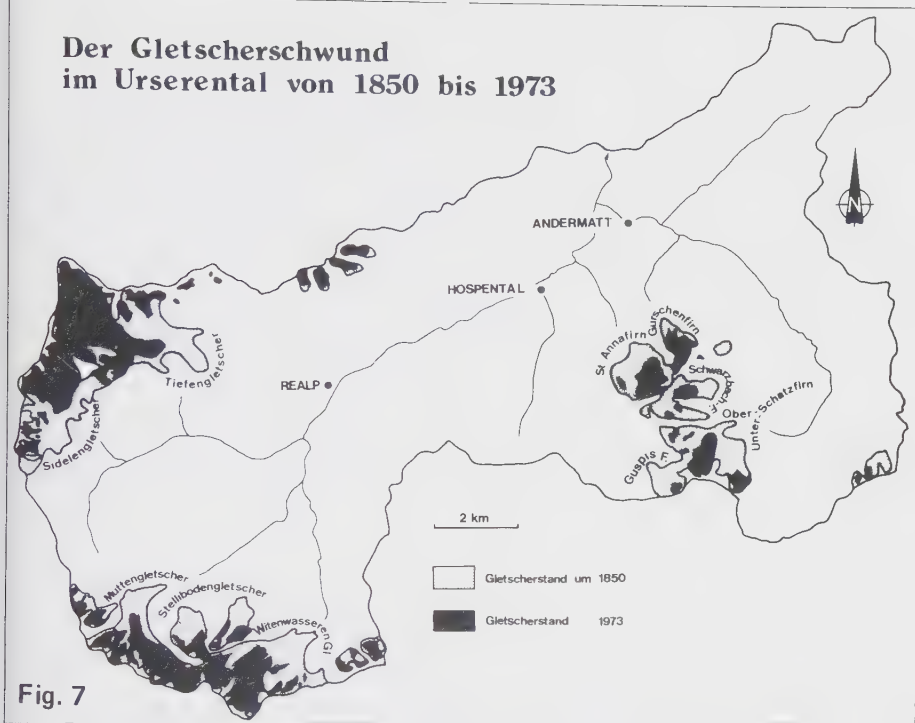


Fig. 7

Neben diesen neuzeitlichen Moränen konnte ich noch Wallreste eines inneren Standes erkennen, die wahrscheinlich dem Gletscherstand von 1920 entsprechen, jedenfalls befinden sie sich im Bereich der Gletscherzunge, die auf der Karte für Festungsgebiete vor 1918/1919 eingezeichnet ist.

Auch die übrigen Gletscher des Urserentales weisen deutliche und gutentwickelte 1850er Moränen auf, insbesondere der Sidelen-gletscher, der Gurschenfirn, der St. Anna-firn, der Guspisfirn, der Schwarzbachfirn, der Ober- und Unterschatzfirn. In den Vorfeldern dieser Gletscher finden sich weitere Moränen, die aufgrund von Kartenvergleichen einem Gletscherstand um 1920 entsprechen dürften.

1.4 Die Gletscherbeobachtungen der Gletscherkommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft

Seit 1925 werden der Tiefengletscher und der St. Annafirn durch die Gletscherkommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft regelmässig vermessen. Das Verhalten der beiden Gletscher ist in Fig. 8 festgehalten. Das Diagramm zeigt, dass beide Gletscher bis 1960 ziemlich schnell zurückgeschmolzen sind. Anschliessend wurde vor allem beim St. Annafirn das Abschmelzen immer wieder durch kürzere Vorstösse unterbrochen.

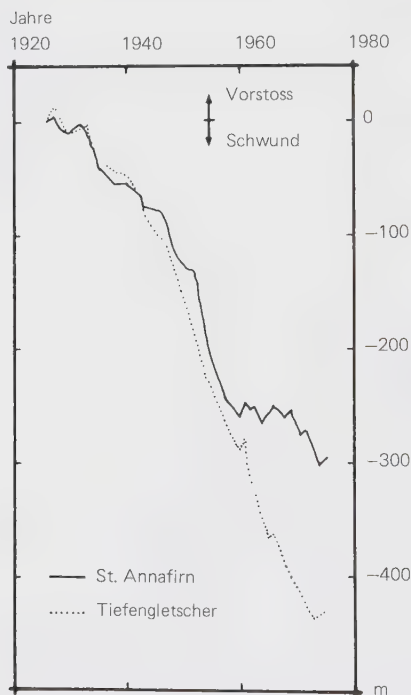


Fig. 8: Die Zungenlängenänderungen des Tiefengletschers und des St. Annafirns

1.5 Die neuzeitlichen Gletscherstände im oberen Tavetsch

Die Gletscherschwankungen im Maighelstal wurden von FRIES (1977) untersucht. Mit Hilfe des Originalmesstischblattes zur Dufourkarte (SIEGFRIED 1857) konnte er belegen, dass die beiden Maighelsgletscher vor 1857 einen Hochstand erreicht hatten. Die Moränen dieses Vorstosses sind heute im Gelände gut erkennbar. Einen weiteren Vorstoss konnte FRIES um 1920 belegen. Ein Vergleich der vergletscherten Flächen von 1857 mit jenen von 1973 zeigt, dass die Maighelsgletscher seit 1857 grosse Flächenverluste zu verzeichnen hatten. Für den südlichen Maighelsgletscher beträgt der Flächenverlust 58 %, für den nördlichen Gletscher 54 %. Diese Werte entsprechen ungefähr jenen, die für das Witenwasserengebiet im Urserental berechnet wurden (vgl. Tab. 1).

Auch die übrigen Seitentäler des oberen Tavetsch (Val Curnera, Val Val, Val Guiv) wiesen um 1850 mehrere, allerdings kleine vergletscherte Gebiete auf.

1.6 Die Neuzeit im Bedrettotale

Von den 10 grösseren Karen des Bedrettotales waren um 1850 deren acht nicht vergletschert oder vereist. Die übrigen zwölf Kare wiesen zur Zeit des Hochstandes um 1850 meist kleinere Gletscherflächen auf. Die grössten Gletscher sind: Ghiacciaio di Pesciora, Gh. di Valleggia und Gh. del Corno. Zwischen 1850 und 1973 ergeben sich für diese Gletscher folgende Flächenverluste:

	F km ² 1850	F km ² 1973	% Flächenabn. bez. 1850
Gh. di Pesciora	1,081	0,33	69,4
Gh. di Valleggia	0,96	0,59	38,5
Gh. des Corno	0,82	0,27	67,07

Der Gh. di Val Torta hatte als einziger zwei deutliche neuzeitliche Moränenwälle in der Grössenordnung von 1850 aufgeschüttet.

In den Gletschervorfeldern folgender Gletscher sind zudem deutliche 1920er Wälle erkennbar: Gh. di Val Torta, Gh. del Corno, Gh. del P. Rotondo, Gh. di Pesciora.

1.6 Zusammenfassung

Der Zeitraum vor 1850

Mit Hilfe der Flechtenmethode konnten BARSCH et al (1973, vgl. 1.2.2) einen Gletscherhochstand des Tiefenggletschers nachweisen, der zeitlich ausgangs des 16. oder anfangs des 17. Jahrhunderts stattgefunden hat. Zwei Reliefs von Joachim Eugen Müller und ein Aquarell von H.C. Escher belegen eine allgemein grosse Gletscherausdehnung des Muttengletschers für den Zeitraum 1792 bis 1814.

Der Zeitraum um 1850

Die Messtischblätter für die Dufourkarte weisen im allgemeinen auf einen Gletscherhochstand um 1850 hin. Da die Endmoränen zahlreicher Gletscher oft mehrphasig aufgebaut sind, muss angenommen werden, dass verschiedene Gletscher in historischer Zeit mindestens 1-2mal bis auf das Niveau von 1850 vorgestossen sind.

Der Zeitraum nach 1850

Nach 1850 sind die meisten Gletscher ziemlich schnell abgeschmolzen. Bei kleineren Gletschern hat sich die vergletscherte Fläche zwischen 1850 und 1908 bereits um ca. 50 % verringert. Allerdings kann ein kurzer Vorstoss des Witenwasserengletschers im Zeitraum zwischen 1851 und 1903 belegt werden. Die allgemeine Abschmelzphase wurde kurz vor 1920 unterbrochen, und die meisten Gletscher stiessen vor und bildeten Moränen.

Nach diesem Vorstoss erfolgte wiederum ein schnelles Abschmelzen der Gletscherzungen bis 1959. Zwischen 1959 und 1973 ist die vergletscherte Fläche fast konstant geblieben. Die Gletscherzungen sind im Vergleich zu den vorhergehenden Jahrzehnten nur noch leicht abgeschmolzen.

2. DIE VORNEUZEIT: DER ZEITRAUM VON 10'200 BP* BIS 1500 N.CHR.

2.1 Einleitung

Je weiter wir die Gletscher- und Klimageschichte zurück verfolgen, desto spärlicher werden schriftliche Dokumente und Abbildungen, die auf Gletscherbewegungen und Klimaveränderungen hinweisen. Deshalb sind wir auf die ^{14}C Methode angewiesen, mit deren Hilfe wir das Alter von Torf-, Holz-, und Bodenproben, die im Zusammenhang mit Gletscher- und Klimaschwankungen stehen, bestimmen können. Bei allen ^{14}C Daten dieser Arbeit handelt es sich um unkorrigierte, konventionelle Radiocarbonalter. Von den jeweiligen Boden- und Torfproben wurde nur die nicht NaOH-lösliche organische Restsubstanz datiert, dies vor allem, um Verunreinigungen durch rezente Huminsäuren auszuschliessen.

Eine lückenlose Erfassung sämtlicher Gletscher- und Klimaschwankungen in einem einzigen Untersuchungsgebiet ist kaum möglich. Erst ein Vergleich der Ergebnisse mehrerer Arbeitsgebiete erlaubt mit der Zeit eine Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Klimageschichte. Man sollte sich bei der Erforschung der vorneuezeitlichen Klimaschwankungen nicht allein auf die Befunde eines einzigen Klima-zeigers abstützen. Durch die Kombination und den Vergleich verschiedener, voneinander unabhängiger Untersuchungen werden die Ergebnisse zuverlässiger und gewinnen an Aussagekraft. Deshalb versuchte ich den Klimaablauf der Vorneuezeit auf folgenden Wegen zu ermitteln:

a) Glazialmorphologische Untersuchungsmethoden

Auf klimatische Änderungen reagieren die Gletscher mit rascher Veränderung ihrer Ausdehnung (PATZELT 1977). Gletscherhochstände zeugen von Zeiten der Klimaungunst, geringe Gletscherausdehnungen weisen auf günstige klimatische Verhältnisse hin.

Mit stratigraphischen Untersuchungen und Radiocarbonatierungen von fossilen Böden soll versucht werden, ehemalige Gletscherhochstände nachzuweisen und zeitlich einzuordnen (Kap. 2.2).

b) Radiographisch-dendroklimatologische Untersuchungen an fossilen Nadelhölzern aus der subalpinen Stufe

Bäume, die aus dem Bereich der alpinen Waldgrenze stammen, können in ihren Jahrringen wesentliche klimatologische Informationen speichern. Es hat sich gezeigt, dass vor allem die Sommertemperatur (Juli bis September) oder ein mit ihr in Beziehung stehender Faktor das Dichtewachstum der Spätholzzellen beeinflusst (SCHWEINGRUBER, SCHAER 1976, SCHWEINGRUBER et al 1978, SCHWEINGRUBER et al 1979, ROETHLISBERGER 1976). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden im Teil II besprochen.

* BP = before present (vor heute)

c) Untersuchungen von Torfproben und Pollenanalysen

Durch die Datierung von Moorbasisproben kann der Beginn der organischen Sedimentation festgestellt werden. Das Alter der Basisprobe liefert ein Mindestalter für das Eisfreiwerden des entsprechenden Gebietes.

Die pollenanalytische Untersuchung eines ganzen Torfprofils aus dem Waldgrenzbereich kann Aufschluss über die postglaziale Vegetationsentwicklung und dadurch auch über Waldgrenz- und Klimaschwankungen geben. "Nichtbaumpollen" (NBP)-reiche Phasen können auf klimatisch bedingte Waldgrenzdepressionen hinweisen, eine erhöhte Anzahl von Baumpollen (BP) auf einen Waldgrenzanstieg (BORTENSCHLAGER 1977).

Zwei Moore meines Arbeitsgebietes wurden von Meinrad Küttel pollenanalytisch untersucht (KUETTEL, in Vorbereitung).

2.2 Glazialmorphologische Untersuchungen und Radiokarbondatierungen von fossilen Böden

Die Trennung der neuzeitlichen von den vorneuzeitlichen Moränen erfolgte mit Hilfe von Bodenprofiluntersuchungen auf den Moränen und aufgrund des Pflanzenbewuchses. Dies war möglich, da praktisch alle Gletscher während der neuzeitlichen Hochstände noch in sehr hohen Lagen stirnten (2'200-2'500 müM). Nach einem Gletschervorstoss erfolgte auf dieser Höhe eine Wiederbesiedlung durch Pflanzen sehr langsam. Dementsprechend lange dauerte auch die Entwicklung von Böden auf den Moränen. Auch PATZELT (1973b) weist darauf hin, dass sich auf frühneuzeitlichen Moränen in rund 350 Jahren nur schwache alpine Ranker ausbilden.

In meinem Arbeitsgebiet konnte ich bei zahlreichen Gletschern zwei bis vier ältere, vorneuzeitliche Moränensysteme feststellen. Meist befanden sich diese Wälle nur wenige Meter ausserhalb der neuzeitlichen Endmoränen. Am Rande des Gletschervorfeldes des Guspisfirns sind beispielsweise innerhalb von ca. 50 m sechs postglaziale Endmoränenwälle zu erkennen, zwei neuzeitliche und vier vorneuzeitliche. Dies bedeutet, dass der Guspisfirn innerhalb des Postglazials mindestens sechsmal vorstiess. Das Bemerkenswerte dabei ist, dass dieser Gletscher jedesmal eine ähnliche Ausdehnung erreichte und dann wieder abschmolz. Um Aufschluss über das Alter solcher vorneuzeitlicher Moränen zu erhalten, habe ich eine grössere Anzahl von Endmoränenwällen angegraben. Dabei konnten mehrere fossile Böden unter Endmoränen gefunden werden.

Auf die Problematik von Bodendatierungen wurde bereits in früheren Arbeiten hingewiesen (SCHNEEBELI + ROETHLISBERGER 1976, BEELER 1977, SUTER 1981). Für weitere Informationen verweise ich auf GEYH (1971) und KELLER (in SUTER 1981, S. 31). Aus ihren Ausführungen geht hervor, dass ein Boden, der durch eine Moräne überschüttet wurde, einer wärmeren, klimagünstigeren Phase entspricht, die einem Gletschervorstoss vorausgegangen ist. Das ^{14}C -Datum ergibt ein Mischalter des Bodenbildungszeitraumes vor dem Gletschervorstoss. Durch die NaOH-Behandlung des fossilen Bodenmaterials sollten Verunreinigungen durch rezente Huminsäuren praktisch ausgeschaltet sein. Das erhaltene ^{14}C -Datum sollte deshalb ein Maximalalter für den Zeitpunkt der Ueberschüttung ergeben. Dieses Alter liegt umso näher bei diesem Zeitpunkt, je kürzer die vorangegangene Bodenbildungsphase dauerte.

2.2.1 Grabungen im Untersuchungsgebiet Urserental

2.2.1.1 Der Aufschluss Tälli am Rande des Gletschervorfeldes des Witenwassergletschers (Koordinaten: 680 850 / 155 560, H.ü.M.: 2'360 m)

Situation:

Ausserhalb der nördlichen Seitenmoräne von 1850 sind zwischen 2'300 und 2'570 müM über längere Strecken zwei ältere Moränen erkennbar. Aufgrund des Pflanzenbewuchses und der Bodenbildung auf diesen beiden Moränen müssen sie der Vorneuzeit zugeordnet werden.

Zwischen 2'300 und 2'400 müM bildete der Gletscher während eines Hochstandes jeweils einen kleinen Seitenlappen, der in NE-Richtung abfloss. An dieser Stelle sind deutlich drei Wälle verschiedenen Alters sichtbar; jener von 1850 und 10 m ausserhalb zwei ältere. Diese beiden wurden quer durchgraben (Fig. 9 und Abb. 6).



Abb. 6: Neuzeitliche (1850) und vorneuzeitliche Moränen des Witenwasserengletschers (W1, W2)

Das Profil durch diese Wälle weist einen sehr komplizierten Aufbau auf. Eine Interpretation des Aufschlusses lässt im wesentlichen folgende Deutungen zu:

Vor der Ablagerung der Moräne W1 konnte sich ein ziemlich tiefgründiger Boden mit einem über 30 cm mächtigen, stark gebräunten B_g-Horizont entwickeln (vgl. Fig. 9). Ein lehmig grauer Horizont und der geringe organische Gehalt zwischen dem fAh- und dem B_g-Horizont weisen auf eine Podsolierung dieses Bodens hin. Zur Bildung eines solchen Profils auf einer Höhe von 2'360 müM müssen einige 100 Jahre ungestörter Bodenbildung vorausgesetzt werden (auf der 1850er Moräne und innerhalb des näheren Gletschervorfeldes konnte sich in den letzten 130 Jahren nur an vereinzelten Stellen ein schwacher Ranker entwickeln). Die Schüttung der Moräne W1 erfolgte also in ein vorher längere Zeit unvergletschertes Gebiet. Dabei wurde der Boden teils überdeckt, teils wulstartig aufgeschoben (Fig. 9, Profilabschnitt 2,5-4 m). Unter der Wirkung andauernden Gefrierens und Auftauens während dieser Kaltphase kam auch der Boden ausserhalb der Moräne W1 in Bewegung. Es bildeten sich Fliesserdewülste (4 m ausserhalb des Walles W1, darum im gezeichneten Profil nicht sichtbar).

Als der Gletscher abgeschmolzen war, konnte sich die Vegetation wieder entfalten. So wurde auch die Moräne W1 im Laufe der Jahre durch Vegetation besiedelt. Der Bodentyp, der sich darauf entwickelte, weist ein Ah-C Profil auf und unterscheidet sich deutlich vom fossilen Boden unter der Moräne W1.

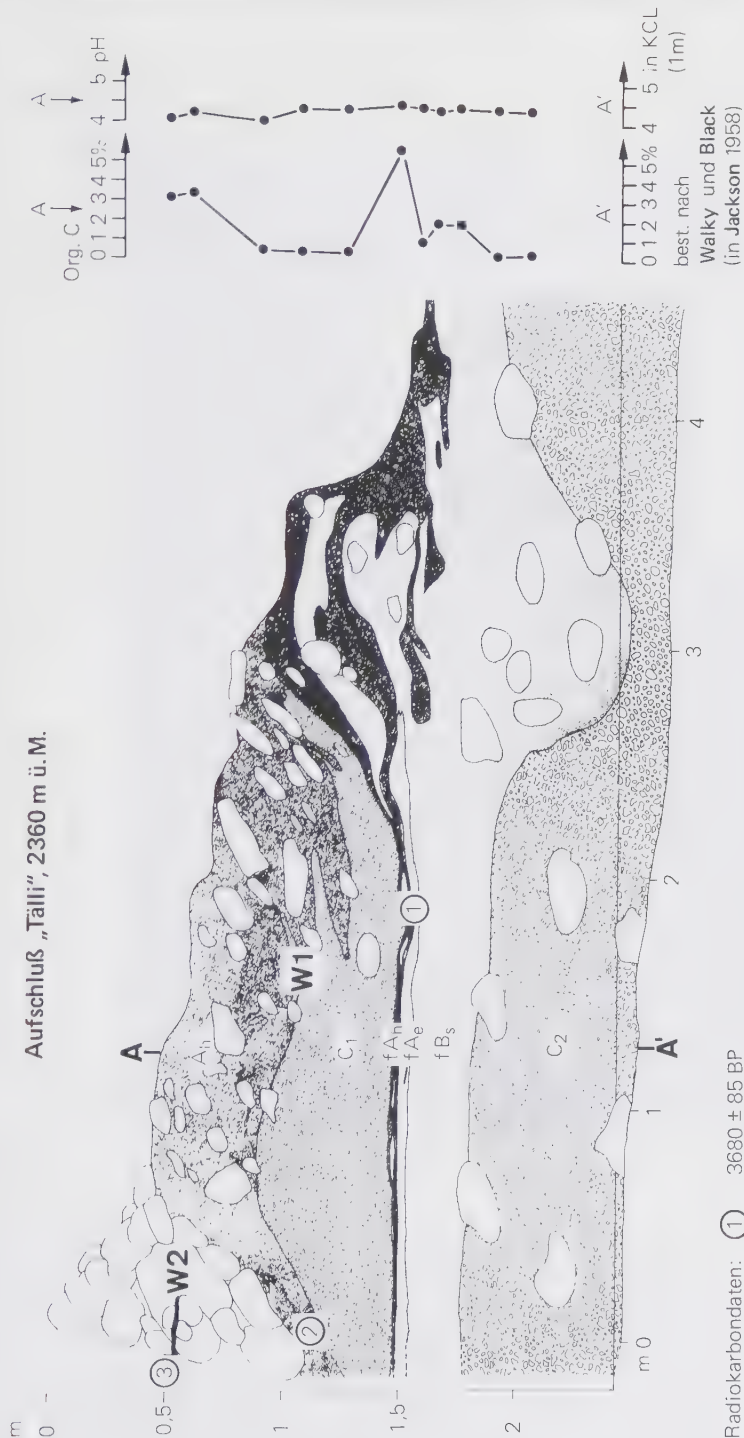


Fig. 9

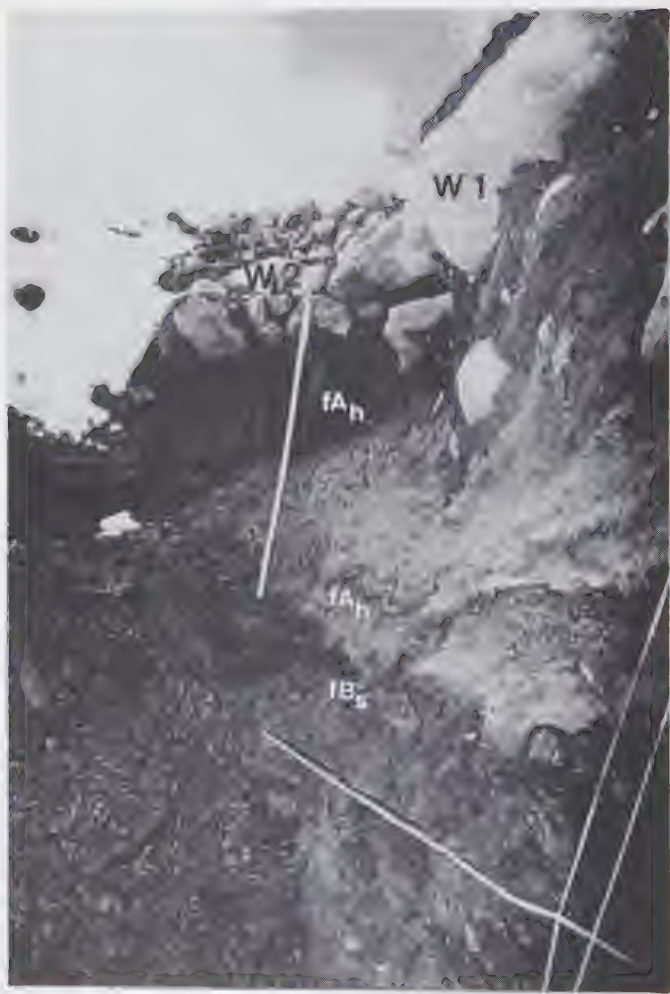


Abb. 11 Fossile Schichten unter den Moränen W1 und W2

Während einer späteren Kaltphase hat der Witenwasserengletscher eine weitere Moräne an W1 angelagert. Ein Teil des Bodens auf W1 wurde überschüttet und fossilisiert. Zugleich wurde W1 etwas gestaucht und nach vorn geschoben (vgl. Steine, die lagegetreu im Profil in Fig. 9 eingezeichnet wurden).

Im Wall W2, der zum grössten Teil aus kantengerundeten Gesteinen und nur wenig Feinmaterial aufgebaut ist, liess sich ca. 50 cm unterhalb der Oberfläche ein weiterer, sehr dünner organischer Horizont feststellen. Diese organische Lage könnte durch eine

weitere Moränenüberschüttung zugedeckt worden sein. Allerdings ist nirgends eine deutliche Zweigliedrigkeit des Walles W2 festzustellen. Da W2 fast nur aus locker geschütteten Gesteinen besteht, kann das organische Material auch eingeschwemmt worden sein.

Neben dieser Deutung muss auch noch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, dass der Wall W1 keiner Moräne entspricht, sondern einem Stauchwall, der gleichzeitig mit der Bildung von W2 aufgeschoben wurde.

Für die Ablagerung von zwei Moränenwällen sprechen aber zwei fossile Böden, die erstens ein deutlich unterschiedliches Ausbildungsstadium aufweisen und zweitens stratigraphisch voneinander getrennt sind.

14-C Daten:

Fossiler Boden unter W1:	3'680 $\pm$ 65 BP (UZ-104)
Fossiler Boden unter W2:	
1. Datierung:	3'570 $\pm$ 85 BP (UZ 105)
2. Datierung:	3'465 $\pm$ 145 BP (UZ-172)
Fossiler Horizont in W2:	1'225 $\pm$ 75 BP (UZ-145)

2.2.1.2 Aufschlüsse Wyssbach am Rande des Gletschervorfeldes
des Stellibodengletschers (2'370 müM, Koordinaten:
678 100 / 156 170)

Situation:

Ausserhalb des fast lückenlos geschlossenen Moränenkranzes von 1850 konnten Ablagerungen von drei älteren, vornezeitlichen Hochständen erkannt werden (St1, St2, St3; Fig. 10). Unter den Wällen St1 und St3 legte ich je einen fossilen Boden frei. Auch der mittlere Wall wurde an verschiedenen Stellen angegraben. Wegen der vielen Blöcke gelang es jedoch nicht, einen verschütteten Boden zu finden.

Profil St1:

Auf der äussersten vornezeitlichen Moräne konnte sich bis heute ein geschlossener alpiner Rasen und ein 20 cm mächtiger Ranker ausbilden. 120 cm unter dem Moränenmaterial (C Horizont) folgt ein dunkler humoser Horizont (fA_h). Das anschliessende Moränenmaterial ist stark verkittet.

Profil St3:

Die etwas blockreichere Moräne St3 ist ebenfalls vegetationsbedeckt, zudem sind die Gesteine von Flechten bedeckt, die praktisch vollständig ineinander verwachsen sind. Der A_h -Horizont auf der Moräne ist ca. 10 - 15 cm mächtig und nicht mehr so gut ausgebildet wie jener auf dem Wall St1. Der anschliessende C-Horizont besteht aus Moränenmaterial mit verhältnismässig grossen, z.T. eckigen Gesteinen, so dass der in ca. 140 cm liegende fossile Boden nur durch Sprengungen freigelegt werden konnte. Entlang dieser Gesteinsblöcke konnten rezente Distelwurzeln bis zum fossilen Boden hinunter gelangen. Der fA_h -Horizont selbst ist nur ca. 8 cm mächtig und kann als Ranker angesprochen werden.

Vor der Datierung dieses Bodens wurden die Wurzeln möglichst sorgfältig herausgelesen. Datiert wurde, wie bei allen Böden, nur die NaOH-unlösliche Restsubstanz. Trotzdem ist eine Verjüngung dieses Bodens durch Reste rezenter Wurzeln möglich.

14C-Daten:

Fossiler Boden unter St1: 3'035 $\pm$ 70 BP (UZ-261)

Fossiler Boden unter St3: 1'270 $\pm$ 76 BP (UZ-150)

Moränenwälle des Stellibodengletschers; Aufschlüsse Wyssbach

Profil St 1

Profil St 3

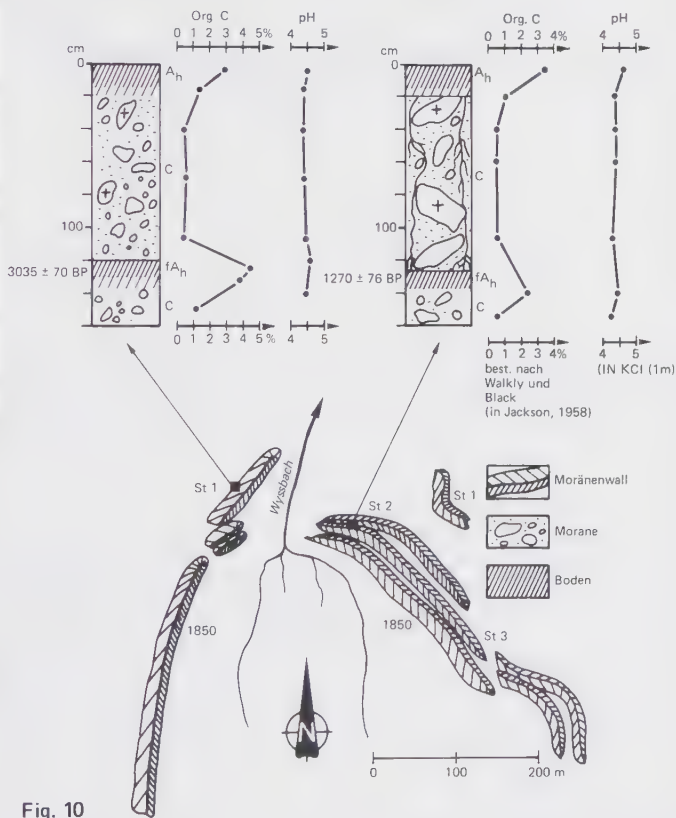


Fig. 10

2.2.1.3 Aufschlüsse Chrummegg am Rande des Gletschervorfeldes des Guspisfirns (2'540 müM, Koordinaten: 689 100 / 159 530)

Situation:

Neben zwei neuzeitlichen Endmoränen hat der Guspisfirn im Laufe des Postglazials drei bis vier weitere vorneuzeitliche Endmoränen aufgeschoben. Der Wall G3 (vgl. Fig. 11) konnte nicht eindeutig als Moränenwall erkannt werden, da er zu einem grossen Teil aus humosem Material zusammengesetzt ist. Möglicherweise handelt es sich um einen Stauchwall, der durch den Gletschervorstoss von G4 aufgeschoben wurde.

Profil G1:

Auf dem Wall zeigt sich - entsprechend der Höhenlage - ein gut ausgebildeter alpiner Rasen. Der rezente A_h -Horizont ist beinahe 20 cm mächtig. Darunter folgt Moränenmaterial (C-Horizont). In dieses eingeschaltet finden wir zwischen 50 und 58 cm einen dunklen fossilen Bodenhorizont (fA_h).

Profil G2:

Die Vegetation auf G2 ist ebenso gut ausgebildet wie auf G1. Auf einen 15 cm mächtigen A_h -Horizont folgt ein hellgraues, eingeschwemmtes Sandband. Im anschliessenden Moränenmaterial ist zwischen 73 und 76 cm ein schwarzer Bodenhorizont (fA_h) eingebettet.

Profil G4:

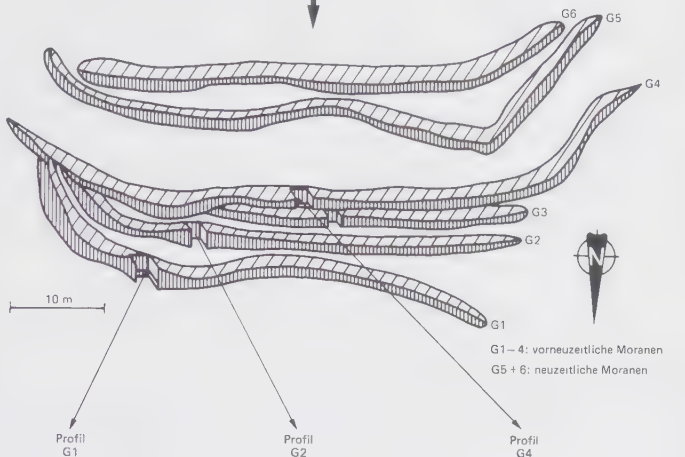
Die Moräne G4 weist keine geschlossene Vegetationsbedeckung auf und ist deutlich blockiger als die äusseren Wälle. Das Moränenmaterial unter dem schwach entwickelten Ranker ist mit grossen Steinen durchsetzt. Zwischen 48 und 53 cm konnte wiederum ein fossiler Ranker freigelegt werden. Anschliessend folgt etwas stärker verkittetes Moränenmaterial, darunter nochmals ein ca. 4 cm mächtiger, rostbrauner Horizont, der allerdings einen geringeren organischen Gehalt aufweist.

14C-Daten:

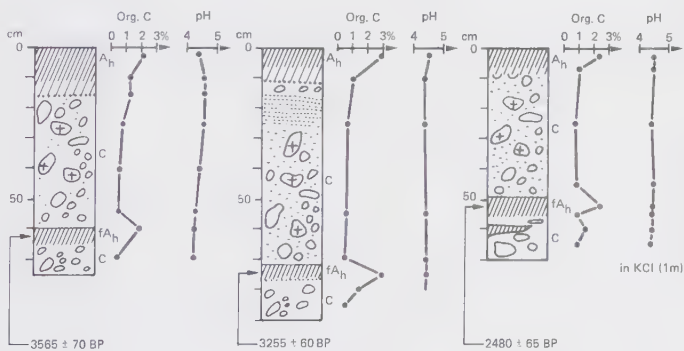
Fossiler Boden unter G1:	3'565 $\pm$ 70 BP (UZ-317)
Fossiler Boden unter G2:	3'255 $\pm$ 60 BP (UZ-316)
Fossiler Boden unter G4:	2'480 $\pm$ 65 BP (UZ-350)

Endmoränenwälle des Guspisfirns; Aufschlüsse Chrummegg

Vorstossrichtung des Guspisfirns



G1 – 4: vornezeitliche Moränen
G5 + 6: neuzeitliche Moränen



Org. C Bestimmungsmethode: Walkley und Black
(in Jackson, 1958)

Fig. 11

2.2.2 Interpretation und klimatische Deutung der fossilen Böden im Arbeitsgebiet Urserental

In den Tab. 2 und 3 werden die Ergebnisse anderer Arbeitsgebiete mit jenen aus dem Urserental verglichen. Die aufgeführten 14C-Daten stammen zu einem grösseren Teil aus ROETHLISBERGER et al (1981, S. 41 ff).

Bei der Zusammenstellung von 14C-Daten von fossilen Böden unter postglazialen Moränen fällt auf, dass bisher nur zwei Daten aus den Alpen bekannt sind, die älter sind als 3'680 BP. Das eine (4'125 + 260 BP, HV 6'804) stammt vom Glacier de Brenay (SCHNEEBELI 1976). Die zweite Probe wurde unter einer postglazialen Moräne des Maighelsgletschers entnommen und weist ein 14C-Alter von 5'345 ± 80 BP auf (vgl. Kap. 3.2.3).

So selten also Daten foss. Böden vor 3'600 BP sind, umso zahlreicher werden sie um und nach 3'600 BP (vgl. Tab. 2). Aufgrund dieser Häufung von Daten muss angenommen werden, dass die Wärmeperiode des Subboreals um oder nach dieser Zeit ihren Abschluss fand und dass die Gletscher anschliessend allgemein vorstießen. Dabei weist der mächtige Boden unter der Moräne W1 (Witenwasserengletscher, vgl. Fig. 9) darauf hin, dass der Witenwasserengletscher damals in ein Gebiet vorstieß, das längere Zeit unvergletschert war.

14C-Daten von fossilen Böden aus dem Arbeitsgebiet Urserental	Vergleichsdaten
Witenwasserengletscher: W1: 3'680±65 BP (UZ-104) W2: 3'570±85 BP (UZ-105) 3'465±145 BP (UZ-172) Guspisfirn: G1: 3'565±70 BP (UZ-317) G2: 3'255±60 BP (UZ-316) Stellibodengletscher: St1: 3'035±70 BP (UZ-261)	Steingletscher: 3'440±70 BP (B-2'516), fossiler Boden, KING 1974, S. 49 Glacier de Ferpècle: 3'490±80 BP (B-3'196), Arvenholz, ROETHLISBERGER et al 1980, S. 43 Allalینگletscher: 3'440±125 BP (UZ-164), fossiler Boden, BIRCHER 1982 Glacier de Ferpècle: 3'360±230 BP (Ly-685), Arvenholz, ROETHLISBERGER et al 1976, S. 90 Glacier de Tsidjore Nuove: 3'350±80 BP (B-3'197), Lärchenholz ROETHLISBERGER et al 1980, S. 44 Frosnitzkees: 3'340±60 BP (Hv 2'913), Holzstück, PATZELT+BORTENSCHLAGER 1973, S. 46 Allalینگletscher: 3'270±135 BP (UZ-188), fossiler Boden 3'070±80 BP (UZ-147), fossiler Boden, BIRCHER 1982 Steingletscher: 3'040±100 BP (B-2'287) 2'820±130 BP (B-2'288) (Vorstoss des Steingletschers zwischen 3'040 und 2'820 BP, KING 1974, S. 76 ff)

Tab. 2: 14C-Daten von fossilen Böden und Holzfunden, die auf Gletschervorstösse zwischen 3'600 und 3'000 BP hinweisen

Zwei Böden (3'565±70 BP und 3'255±60 BP) und Endmoränenwälle belegen, dass der Guspisfirn in der Zeit zwischen rd. 3'600 und 3'200 mindestens zweimal vorgestossen sein muss, und zwar sind diese beiden Vorstösse um den Zeitraum voneinander getrennt, der zur Bildung eines Rankers auf Moränenmaterial notwendig war. Dieser Bodenbildung stand aber nur ein relativ kurzer Entwicklungszeitraum zur Verfügung; deshalb liegt das 2. 14C-Alter relativ nahe dem Ueberschüttungszeitpunkt.

Die Böden in der Grabung Tälli (Witenwasserengletscher) weisen ebenfalls auf zwei Vorstösse hin. Einen weiteren Beleg für zwei Gletschervorstösse gibt BIRCHER (in ROETHLISBERGER et al 1980 und BIRCHER 1982). Er konnte in der südlichen anerodierten Seitenmoräne des Allalingletschers ebenfalls zwei fA_h-Horizonte feststellen, die durch eine Moränenlage voneinander getrennt sind, und 14C-Alter von 3'440 ± 125 BP bzw. 3'270 ± 135 BP aufweisen.

Diese Vorstösse sind vergleichbar mit der Löbbschwankung, die PATZELT und BORTENSCHLAGER (1973) in den Ostalpen im Zeitraum von 3'500 bis 3'100 BP nachgewiesen haben. Die Schwankung konnte sowohl pollenanalytisch in den Profilen Rostocker Hütte I und II als auch glazialmorphologisch durch einen Vorstoss des Frosnitzkees belegt werden. Bei diesem Hochstand, der um 3'340 ± 60 BP erfolgte, erreichte dieser Gletscher eine deutlich grössere Ausdehnung als während der Neuzeit (PATZELT 1973).

Die oben beschriebenen Vorstösse des Witenwasserengletschers und des Guspisfirns hatten ebenfalls eine leicht grössere Reichweite als die neuzeitlichen Hochstände.

Diese zahlreichen morphologischen Befunde weisen auf sehr ungünstige Klimaverhältnisse zwischen 3'600 und 3'200 BP hin. Die Aussage wird bestätigt durch die Jahrringkurve "Hohenbiel 6", welche zwischen 3'340 BP und 3'175 BP einen Dichteabfall zeigt, der sowohl bezüglich Dauer als auch bezüglich Ausmass bei weitem der extremste ist, der in all den bisher vorhandenen schwimmenden Chronologien aus den Alpen festgestellt werden kann (vgl. Teil II).

Problematischer ist die Interpretation des fossilen Bodens unter der äussersten postglazialen Moräne des Stellibodengletschers. Das Alter von 3'055 ± 70 BP entspricht zeitlich weder den Vorstössen des Guspisfirns noch jenen des Witenwasserengletschers. Das Datum passt zeitlich zum bekannten Steingletschervorstoss. KING (1974, S. 76 ff) konnte mit dem Aufschluss "Hotel" belegen, dass der Steingletscher zwischen 3'040 ± 100 BP und 2'820 ± 130 BP vorsties und eine deutlich grössere Ausdehnung erreichte als die Hochstände in historischer Zeit.

OESCHGER (Physikalisches Institut der Universität Bern, mdl. Mitteilung) hat in diesem Zusammenhang darauf hingewiesen, dass vor 3'000 BP 14C-Schwankungen auftraten und dass um 3'050 BP in radiometrisch gemessenen Jahrringsequenzen innerhalb von 50 Jahren plötzlich eine Differenz von über 200 Jahren vorhanden

sei. So hätte eine Probe, die ein 14C-Datum von 3'050 BP ergab, leicht auch ein solches von 3'350 BP ergeben können. Diese Aussage könnte bedeuten, dass die Daten 3'050 $\pm$ 70 BP (Stellibodengletscher) und 3'040 $\pm$ 100 BP (Steingletscher) zeitlich gar nicht so weit entfernt liegen vom 14C-Datum der Holzstücke (3'340 $\pm$ 60 BP), mit denen PATZELT (1973, S. 46) einen Hochstand des Frosnitzkees (Löbbenschwankung) belegt hat.

Nach den momentanen Kenntnissen würde es sicher zu weit führen, all diese Gletschervorstösse in die gleiche Zeitperiode zu stellen. Vielleicht könnte eine zweite Datierung der Proben "Hotel Steingletscher" und "Stellibodengletscher" oder ein genauer Vergleich aller Proben im Zusammenhang mit den 14C-Schwankungen etwas mehr Aufschluss geben.

Der fossile Boden unter G4 (Guspisfirn, vgl. Fig. 11) gibt mit dem 14C-Datum von 2'480 $\pm$ 65 BP einen Hinweis auf einen weiteren Hochstand während der Göschener Kaltphase I, die durch ZOLLER et al (1966) für die Zeit von "vor 880 bis nach 320 v.Chr." datiert wurde. Da für die Bodenbildung G4 wiederum nur relativ kurze Zeit zur Verfügung stand, vermag das Alter von 2'480 $\pm$ 65 BP schon recht genau den Zeitpunkt der Ueberschüttung zu repräsentieren.

Dass dieses Datum nicht für sich alleine steht, zeigen die in Tab. 3 aufgeführten Vergleichsalter von ROETHLISBERGER (1976) und SUTER (1981).

Urserental: Guspisfirn:	2'480 $\pm$ 65 BP (UZ-350)
Vergleich: Findelengl.:	2'565 $\pm$ 195 BP (HV-6'794) ROETHLIS- 2'545 $\pm$ 90 BP (HV-6'795) BERGER 2'500 $\pm$ 145 BP (HV-6'818) 1976 2'460 $\pm$ 120 BP (HV-7'038) S. 62ff 2'410 $\pm$ 155 BP (HV-6'138) "
Glacier de Ferpècle:	2'480 $\pm$ 70 BP (HV-6'820) "
Vadret Traunter Ovas:	2'475 $\pm$ 95 BP (UZ-96) SUTER 1981 S. 53

Tab. 3: 14C-Daten von fossilen Böden, die auf Gletschervorstösse um 2'500 BP hinweisen

Den fossilen Bodenhorizonten aus den Grabungen Tälli (1'225 + 75 BP) und Wyssbach (1'270 + 75 BP) können folgende Vergleichsdaten gegenübergestellt werden:

Glacier de Tsidjiore Nuove:

1'380 + 85 BP (HV-7'225) fossiler Boden (ROETHLISBERGER 1976, S. 82)

Glacier de Zinal:

1'135 + 100 BP (UZ-144) fossiler Boden (HAAS in ROETHLISBERGER et al 1980)

Glacier de Mont Duvand:

1'100 + 55 BP (HV 6'806) fossiler Boden (SCHNEEBELI 1976, S. 50)

Fossile Böden unter Erdströmen (GAMPER 1981, S. 435):

1'275 + 85 BP (UZ-187)

1'220 + 60 BP (UZ-229)

1'210 + 75 BP (UZ- 61)

1'200 + 75 BP (UZ- 57)

Nach GAMPER (1981, S. 427) fand zwischen 1'400 bis 1'100 BP eine ausgedehnte Bodenbildungsphase statt, welche auf ein günstiges Klima hinweist. Um 1'100 BP setzt nach dem selben Autor eine kräftige Solifluktuationsphase ein, die ungünstige Klimaverhältnisse andeutet.

Die 14C Daten der fossilen Horizonte aus der Grabung Tälli (Witenwasserengletscher) und dem Aufschluss Wyssbach (Stellibodengletscher) passen zeitlich zur Bodenbildungsphase zwischen 1'400 - 1'100 BP, gletschergeschichtlich müssen sie aber mit Vorsicht interpretiert werden. Ich habe bereits erwähnt, dass das organische Material in der Grabung Tälli eventuell in die locker geschüttete Moräne eingeschwemmt wurde. In diesem Falle ergäbe das 14C Datum 1'225 + 75 BP ein Mindestalter für den Wall W2 (vgl. Fig. 9, Kap. 2.2.1.1). Der fossile Boden (1'270 + 75 BP), der unter einer Moräne des Stellibodengletschers entnommen wurde, war stark durchwurzelt und kann deshalb durch rezentes Material verunreinigt bzw. verjüngt worden sein.

2.2.3 Grabungen im Untersuchungsgebiet Oberes Tavetsch

Situation:

Die Maighelsgletscher bilden zwei selbständige Eisströme. Da auf der Landeskarte beide Gletscher mit dem gleichen Namen angegeben sind, soll hier der Klarheit halber von den Gletschervorfeldern des nördlichen und des südlichen Maighelsgletschers gesprochen werden.

Vorneuzeitliche Moränen ausserhalb des südlichen Gletschervorfeldes:

Insgesamt sind vier vorneuzeitliche Wälle zu erkennen (Fig. 12). Dabei ist der südliche Maighelsgletscher dreimal zum kleinen Transfluenzpass St. Peterstöckli vorgedrungen, der Richtung Unteralptal führt. Die äusseren beiden Wälle liegen etwa 160-170 m, eine dritte Ablagerung rd. 80 m ausserhalb des 1850er Standes. Eine vierte vorneuzeitliche Moräne ist entlang der 1850er Moräne erkennbar und wurde von dieser an mehreren Stellen überschüttet.

Unter den Wällen MP1 und MP2 fand ich je einen fossilen Bodenhorizont (fA_h). Das Probenmaterial, das unter der Moräne MP2 entnommen wurde, reichte für eine $14C$ -Datierung nicht aus.

Vorneuzeitliche Moränen ausserhalb des nördlichen Gletschervorfeldes:

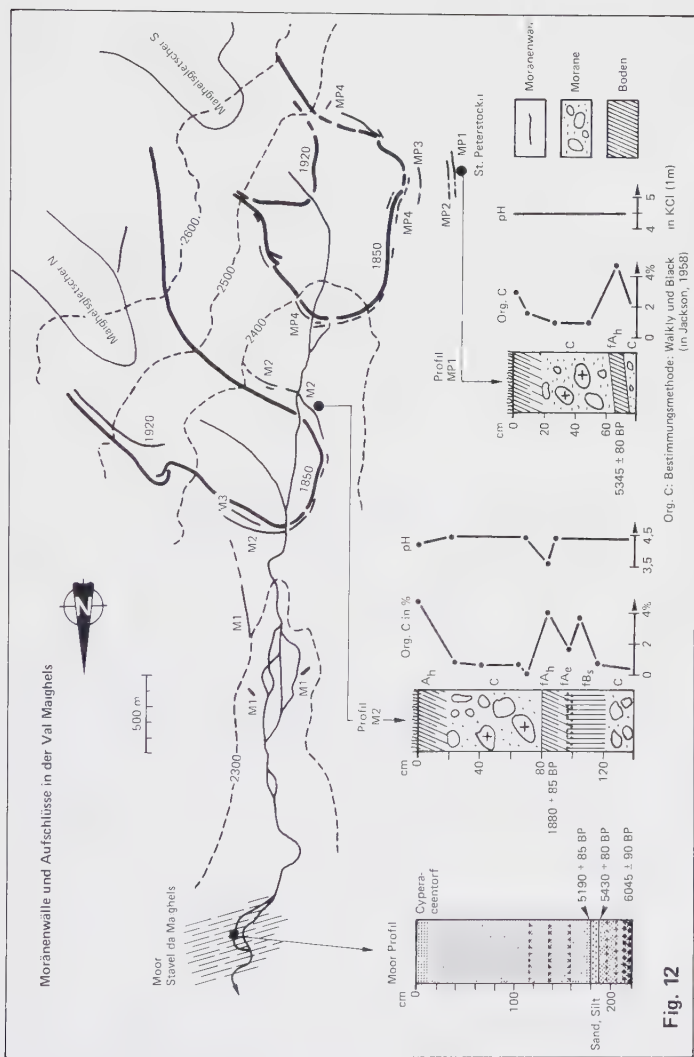
Wallreste eines äussersten vorneuzeitlichen Gletschervorstosses sind ca. 400 m ausserhalb der 1850er Moräne zu erkennen (M1). Ein weiteres, sehr markantes Moränensystem (M2) lässt sich im Abstand von 0 - 30 m entlang der 1850er Moräne verfolgen. Innerhalb der rechten Seitenmoräne (M2) kann ein kurzer Wallrest eines weiteren vorneuzeitlichen Standes erkannt werden (M3). Die Wälle M1 und M3 konnten nicht angegraben werden, da sich nirgends ein guter Kontakt zur ursprünglichen Oberfläche zeigte. Hingegen wurden unter der Moräne M2 zwei mächtige, gutentwickelte Böden freigelegt (FRIES 1977).

Profil MP1:

Der Wall MP1 ist mit geschlossenem alpinem Rasen bedeckt. Der rezente A_h -Horizont ist ca. 20cm mächtig. Darauf folgt bis ca. 60 cm Moränenmaterial. Zwischen 60 und 67 cm konnte ein fossiler Ranker freigelegt werden. Die Datierung dieses fossilen Bodens ergab ein $14C$ Alter von $5'345 \pm 80$ BP (UZ-315).

Profil M2, Grabung FRIES/RENNER:

Diese markante und guterhaltene Moräne weist eine geschlossene Vegetationsbedeckung auf. Der rezente A_h -Horizont ist ca. 8 cm mächtig und lässt gegen unten eine leichte rostbraune Färbung erkennen. Die Durchwurzelung reicht bis ca. 50 cm. In 70 cm Tiefe folgt ein sehr gut ausgebildeter fossiler Boden (vgl. Fig. 12). Der 30 cm mächtige, dunkel rostbraun gefärbte B_s -Horizont zeugt von einer langen Bodenbildungsphase. Ein erneutes Ansteigen des Organisch-C-Gehaltes im B-Horizont lässt sogar auf eine leichte Podsolidierung dieses Bodens schliessen, obwohl optisch ein A_e -Horizont nicht sichtbar war. Dieser Aufschluss wurde im Sommer 1976 geöffnet anlässlich der Diplomarbeit, die M. FRIES in der Val Maighels ausführte.



Die Radiocarbonatierung des fA_H-Horizontes ergab ein 14C-Alter von 1'880 $\pm$ 85 BP (UZ 106) (FRIES 1977).

Ca. 800 m ausserhalb des Standes M4 bzw. 1'400 m ausserhalb der 1850er-Endmoränen wird das Moor Stavel da Maighels durch den Gletscherbach durchschnitten. Dieses anerodierte Moor zeigt folgenden Aufbau:

0 - 185 cm	Cyperaceentorf mit feinen, sandigen Einlagen
185 - 191 cm	hellgraue, lehmig sandige Einschwemmung
191 - 201 cm	Cyperaceentorf mit feinen, sandigen Einschwemmungen
201 - 210 cm	Wechselagerungen von feinem Sand und Torfschichten
210 - 218 cm	Cyperaceentorf mit feinen, sandigen Einschwemmungen
darunter	Sand, Schotter

Die Basisprobe dieses Moores (215 - 218 cm) ergab ein 14C-Alter von 6'045 $\pm$ 90 BP (UZ 121) (FRIES 1977). Später wurde dann auch noch versucht, Aufschluss über das Alter der markanten Einschwemmung zwischen 185 und 191 cm zu erhalten. Die Probe darunter ergab ein 14C-Alter von 5'430 $\pm$ 80 BP (UZ-194); die Probe darüber ein solches von 5'190 $\pm$ 85 BP (UZ-195) (vgl. Fig. 12).

Es muss ganz klar festgestellt werden, dass diese Einschwemmung nicht mit einem Gletscherhochstand in Verbindung stehen muss. Sie hätte auch durch eine Veränderung des Bachlaufes erfolgen können. Diese datierte Einschwemmung passt aber zeitlich gut zum 14C-Alter des fossilen Bodens (5'345 $\pm$ 80 BP), der unter der Moräne MPl entnommen wurde, deshalb ist die Wahrscheinlichkeit gross, dass sie im Zusammenhang mit einer Klimaverschlechterung erfolgte.

Eindeutige Hinweise für eine Kaltphase zwischen 5'275 - 5'150 BP gibt die Jahrringkurve "Höhenbiel 3", die zu dieser Zeit eine deutlich unterdurchschnittliche maximale Dichte aufweist (vgl. Teil II).

Auch pollenanalytisch wird für den Zeitraum von ca. 5'300 bis ca. 4'400 BP sowohl in den Ostalpen (BORTENSCHLAGER 1970, PATZELT + BORTENSCHLAGER 1973) als auch in den Westalpen (ZOLLER 1960, ZOLLER et al 1966) eine zweigliedrige Kaltphase belegt. Die oben genannten Hinweise aus der Val Maighels können somit den ersten Teil der Rotmooschwankung (Ostalpen) bzw. den ersten Teil der Pioraschwankung (Westalpen) bestätigen.

Das 14C-Datum der Bodenprobe (5'345 $\pm$ 80 BP), die unter der Moräne MPl entnommen wurde, ist vor allem deshalb von Bedeutung, weil es in Form der Moräne MPl erstmals in den Ost- und Westalpen einen konkreten Hinweis für einen Gletschervorstoss gibt, der während dem ersten Teil der Rotmooschwankung bzw. Pioraschwankung stattfand und mindestens die Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände erreichte, ja sogar etwas grösser war, denn bisher konnte

diese Kaltphase nur pollenanalytisch nachgewiesen werden. Für den zweiten Teil der Rotmooschwankung belegt auch SUTER (1981) einen Vorstoss des Vadret Calderas, der die Grössenordnung der neuzeitlichen Hochstände leicht überschritten hatte.

Der fossile Boden ($1'880 \pm 85$ BP), welcher unter der Moräne M2 freigelegt wurde (FRIES 1977) zeigt ein mächtiges und gut differenziertes Bodenprofil (vgl. Fig. 12) und belegt eine Moränenablagerung in ein vorher längere Zeit unvergletschertes Gebiet.

Wegen des langen Bodenbildungszeitraumes, der dem Gletschervorstoss vorangegangen ist, kann das $14C$ -Alter weiter vom Ueber-schüttungszeitpunkt entfernt sein. Die Moränenablagerung erfolgte mit grosser Wahrscheinlichkeit während der Göschener Kaltphase II, die in ZOLLER et al (1966) für den Zeitraum von "vor 350 bis nach 560 n.Chr." abgegrenzt ist. Eine Anzahl Daten fossiler Böden aus dem Wallis weist ebenfalls ähnliche Alter auf wie jenes von M2 ($1'880 \pm 85$ BP).

Glacier de Brenay:

$1'990 \pm 85$ BP (HV-6'803), SCHNEEBELI 1976, S. 47

Feegletscher:

$1'995 \pm 80$ BP (UZ-102) (fossiler Boden mit Holzkohle), BIRCHER
in ROETHLISBERGER et al 1980

Glacier du Mont Miné:

$1'905 \pm 75$ BP (HV-6'798), ROETHLISBERGER 1976, S. 76 ff.

$1'810 \pm 100$ BP (HV-6'797), ROETHLISBERGER 1976, S. 76 ff.

Hohlaubgletscher:

$1'870 \pm 80$ BP (UZ 362), BIRCHER 1982

2.2.4 Zusammenfassung

Zeitraum von 5'400 - 5'100 BP:

Zwei Aufschlüsse im hinteren Maighelstal (Kap. 2.2.3) lassen einen Vorstoss des Maighelsgletschers vermuten, der eine leicht grössere Ausdehnung erreichte als die neuzeitlichen Hochstände. Eindeutige Hinweise für eine Klimaverschlechterung nach 5'300 geben pollenanalytische Untersuchungen aus den Ost- und Westalpen (Rotmoos I, PATZELT + BORTENSCHLAGER 1973, und erster Teil der Pioraschwankung, ZOLLER 1960 und ZOLLER et al 1966) und eine Spätholzlichtkurve "Höhenbiel 3" (vgl. Teil II).

Da die Befunde aus der Val Maighels mit den genannten Untersuchungen gut übereinstimmen, gewinnen sie an Glaubwürdigkeit und können als gute Indizien für eine Klimaverschlechterung gelten.

Zeitraum von 3'600 - 2'400 BP:

Die Gegenüberstellung von 14C-Daten fossiler Böden unter postglazialen Moränen aus dem Urserental mit morphologischen Befunden anderer Arbeitsgebiete und der Vergleich mit pollenanalytischen und radiodensitometrischen Untersuchungen zeigen, dass die Warmphase des Subboreals nach 3'600 BP durch eine Kaltphase unterbrochen wurde.

Die Aufschlüsse Chrummegg (Kap. 2.2.1.3, Guspisfirn) haben gezeigt, dass mit einer Sequenz von mehreren fossilen Böden nacheinander gletschergeschichtlich gute Aussagen möglich sind. Da zwischen den einzelnen Gletschervorstössen nur relativ kurze Bodenbildungsphasen stattfanden, kann auch der Zeitpunkt der Ueberschüttung durch eine Moräne etwas besser abgegrenzt werden. So konnten für den Guspisfirn drei Gletschervorstösse zwischen 3'600 und 2'400 BP belegt werden, wobei die ersten zwei vor 3'200 BP stattfanden und der dritte um 2'500 BP.

Die Aufschlüsse Tälli (Kap. 2.2.1.1) und Wyssbach (Kap. 2.2.1.2) weisen ebenfalls auf eine Klimaverschlechterung nach 3'600 BP hin.

Diesen Gletschervorstössen ist gemeinsam, dass sie eine leicht grössere Ausdehnung erreichten als die historischen Hochstände.

Zeitlich können diese Hochstände der Löss-Schwankung zugeordnet werden, die von PATZELT und BORTENSCHLAGER zwischen 3'500 und 3'100 BP nachgewiesen wurde.

Der fossile Boden unter G4 ($2'480 \pm 80$ BP) weist auf einen weiteren Hochstand während der Göschener Kaltphase I hin.

Zeitraum von 2'000 - 1'000 BP:

Der gutausgebildete Boden aus der Grabung M2 (Kap. 2.2.3, Maighelsgletscher) mit dem 14C -Datum von $1'880 \pm 95$ BP (FRIES 1977) belegt eine Moränenablagerung in ein für längere Zeit unvergletschertes Gebiet. Da vor diesem Gletschervorstoss eine längere Bodenbildungsphase stattfand, kann das 14C -Alter dieses Bodens relativ weit vom Ueberschüttungszeitpunkt entfernt sein. Die Ablagerung der Moräne ist wahrscheinlich während der Gösche-ner Kaltphase II erfolgt, für die ZOLLER et al (1966, S. 155) den Zeitraum von "vor 350 bis nach 560 n.Chr." angeben.

Die beiden Daten $1'270 \pm 75$ BP und $1'225 \pm 75$ BP der Böden, stammend aus Moränen des Stelliboden- und Witenwasserengletschers, weisen auf eine Klimaverschlechterung nach 1'200 BP hin.

Zum Schluss sei noch der Hinweis erlaubt, dass momentan am Geographischen Institut der Universität Zürich gezielte Untersuchungen mit fossilen Böden im Gange sind. So konnten in den Moränen des Argentièregletschers mehrere fossile Bodenhorizonte mit Holzresten gefunden werden (BLESS in Vorbereitung). Datierungen der Holzreste, der organischen Restsubstanz und der Huminsäuren haben gut übereinstimmende 14C -Alter ergeben; ebenso konnte eine ähnliche Datensequenz wie beim Guspisfirn nachgewiesen werden (GAMPER 1982).

C. GROBBLOCKIGE MORÄNEN UND
SCHUTTKÖRPER (IN DEN ARBEITSGEBIETEN
URSERENTAL UND BEDRETTOTAL)

1. EINLEITUNG

Im Urseren- un besonders im Bedretttotal treten in mehreren Karen grobblockige Moränen und Schuttkörper auf. Sie liegen deutlich ausserhalb der bisher beschriebenen neuzeitlichen und vorneuzeitlichen Hochstände. Da es mir bisher noch nicht gelang, diese von Gletschern und Eis bewegten Schuttmassen zeitlich einzuordnen, werden sie hier in einem separaten Kapitel beschrieben. Im wesentlichen weisen die Moränen und Schuttwälle folgende Merkmale auf:

- Orographisch sind diese Ablagerungen an Kare gebunden, die eine hohe, steile Rückwand bzw. Umrahmung aufweisen.
- Diese steile Karumrahmung ist dabei wesentlich wichtiger als der geologische Aufbau des Kars, denn diese Schuttkörper sind sowohl in Gebieten mit massivem Aaregranit als auch in Regionen mit leicht abspaltbarem und zerklüftetem Bündnerschiefer zu finden.
- Diese Blockmassen wurden meist wallartig aufgeschoben. In einigen Gebieten sind sie eher flächenhaft im Gelände verstreut.
- An verschiedenen Orten liegen die Schuttwälle asymmetrisch im Tal, so dass man sich eine Ablagerung durch einen Kar- oder Talgletscher nur schwer vorstellen kann. Dennoch muss angenommen werden, dass die Blöcke mittels Eis befördert wurden; der Transport erfolgte aber nur aus einem Teil des Kars, aus den anderen Abschnitten erfolgte keine Schuttanlieferung.
- Meist bestehen diese Wälle aus scharfkantigen, selten kantengerundeten Gesteinen. Oberflächlich zeigt sich nur sehr wenig oder gar kein Feinmaterial.
- Die Grösse der Blöcke ist aber je nach Kar verschieden. Einerseits bestehen gewisse Ablagerungen aus grossen Blöcken von mehreren Kubikmetern. Andererseits sind verschiedene Wälle eher aus plattigen, selten kantengerundeten Gesteinen aufgebaut.

Von der Form her können drei Ablagerungstypen unterschieden werden:

- a) fossile Blockgletscher und blockgletscherähnliche Ablagerungen;
- b) flächenhaft in z.T. ebenem Gelände verstreute Blockmassen;
- c) moränenwallartige Ablagerungen mit z.T. deutlichen Zungenbecken.

Zwischen den drei Formen sind Uebergänge möglich.

Aktive Blockgletscher werden nach WAHRHAFTIG + COX (1959) definiert. Sie weisen eine messbare Geschwindigkeit auf und haben sehr steile Aussenböschungen.

Fossile Blockgletscher enthalten kein Eis mehr, die Blockmassen werden infolgedessen nicht mehr bewegt. Das charakteristische Oberflächenrelief von aktiven Blockgletschern bleibt weitgehend erhalten, die Aussenböschungen sind aber eher stumpf und abgerundet (BARSCH + KING 1975, KERSCHNER 1978). In der Regel sind fossile Blockgletscher vegetationsbedeckt.

2. FOSSILE BLOCKGLETSCHER- UND BLOCKGLETSCHERAEHNliche ABLAGERUNGEN (VGL. KARTE IM ANHANG)

Den schönsten fossilen Blockgletscher finden wir in der Val d'Olgia, im Bedrettal. Innerhalb von zwei egesenäquivalenten Moränen und ausserhalb des 1850er Standes eines mehrheitlich durch Lawinen genährten Gletschers findet sich eine mächtige Blockablagerung (vgl. Abb. 8), die im Luftbild eine deutliche Fliessstruktur erkennen lässt. Die Stirn dieses fossilen und vegetationsbedeckten Blockgletschers ist 30 - 40 m mächtig.

Deutlich ist erkennbar, dass sowohl die spätglazialen Moränen als auch die neuzeitlichen Wälle des kleinen Gletschers am Fusse des Pizzo San Giacomo vorwiegend aus Feinmaterial aufgebaut sind. Der dazwischenliegende Blockgletscher besteht zumindest oberflächlich nur aus grossen penninischen Blöcken (Kalkglimmerschiefer),



Abb. 8: Fossiler Blockgletscher in der Val d'Olgia

Eine weitere Ablagerung, die z.T. blockgletscherartigen Charakter aufweist, ist in der Val Corno (Bedrettal) zu finden. Am Fusse der sehr steilen Talflanke zwischen Rotenthalhorn und Helgenhorn sind z.T. sehr grosse Bündnerschieferblöcke zu erkennen. Dass diese Gesteinsmassen durch Eis transportiert wurden, bezeugen wallartige Aufwälzungen am Rande dieser Ablagerungen und im Luftbild erkennbare Fliegsstrukturen. Allerdings kann hier nicht mehr von einem eigentlichen Blockgletscher gesprochen werden, denn westlich der Capanna Corno Gries wurden die Bündnerschiefer wallartig bis zu 40 m den Gegenhang hinaufgeschoben. Dies bezeugt, dass auch Gletschereis am Transport der Blöcke beteiligt war. Die Eismächtigkeit im Talgrund muss dabei mindestens 40 - 50 m erreicht haben. In diesem Sinne ist die Bezeichnung Blockgletscher nicht ganz richtig, und man müsste eher von einer Hangvereisung sprechen, die sehr viele Bündnerschiefer mit sich führte.

Blockgletscherartig hingegen sind wiederum die Ablagerungen in der Val Cassinello (Bedrettal). Der Verlauf der äusseren Wälle zeigt deutlich, dass sämtliche Schuttmassen nur von der nord-ostexponierten Talflanke her stammen. Zudem liegen sie asymmetrisch im Gelände, bedecken nur die linke Talseite und sind gegen die rechte Talseite wallartig abgegrenzt.

Die Schuttkörper rund um den "Lago dei Sabbioni" (Val Cassina dei Sterli, Bedrettal) können ebenfalls zu den blockgletscherähnlichen Ablagerungen gezählt werden.

Ein weiterer fossiler Blockgletscher ist in der Unteralp (Urserental) östlich "Wilden Matten" zu erkennen. Die Lage der von "La Rossa" her geschütteten Wälle ist diskordant zu den dort beginnenden egesenäquivalenten Moränen.

3. FLAECHENHAFT VERSTREUTE BLOCKMASSEN (VGL. KARTE IM ANHANG)

Solche finden sich oberhalb der Alpe die Pescium bei Comasnè und im Tal Pozzuolo. Am Rande dieser Ablagerungen sind vereinzelt Wallformen erkennbar. Auch im Kar südöstlich des Chüebodenhorns wurde zwischen 2'300 und 2'400 m.ü.M. eine ausgedehnte Blockstreu festgestellt.

Die blockgletscherartigen und die flächenhaft verteilten Blockfluren ähneln z.T. sehr stark den von HEUBERGER (1966) beschriebenen "Larstigformen". So können insbesondere die Schuttkörper in den Tälern Corno, Cassinello und Cassina dei Sterli als typische Larstigbildungen bezeichnet werden.

An der Typlokalität sind die Larstigablagerungen durch eine mächtige "Ortsteinbank" von den Egesen-Moränen getrennt. Daraus schliesst HEUBERGER (1966), dass zwischen den Egesen- und Larstigvorstössen die "Postglaziale Wärmezeit" einsetzte. Die Larstigschwankung wird heute zeitlich im älteren Atlantikum eingeordnet und kann möglicherweise mit den Frosnitz-Hochständen parallelisiert werden (PATZELT 1977).

Im Bedretto- und Urserental konnte ich keine eindeutigen Hinweise finden, die eine nähere zeitliche Einstufung der grobblockigen Ablagerungen ermöglichen. Aufgrund der morphologischen Befunde sind diese Schuttbildungen im Gotthardgebiet zwar mit jenen des Larstigtals vergleichbar, eine direkte Zuordnung zur Larstigschwankung muss aber vorderhand mit Vorbehalten vorgenommen werden.

4. MORAENENWALLARTIGE ABLAGERUNGEN MIT Z.T. DEUTLICHEN ZUNGENBECKEN (VGL. KARTE IM ANHANG)

Grobblockiger Gletscherstand Capanna Cristallina (Bedrettotol)

Im Tal Torta zeigt sich bei der Capanna Cristallina ein mindestens 30 m tiefes Zungenbecken, das von einer mächtigen grobblockigen Moräne umrahmt wird. Da das Zungenbecken blockleer ist, muss ein kleiner Gletscher diese Moränenwälle aufgeschoben haben. Die Ausdehnung dieses Gletschers war damals bedeutend grösser als zur Zeit der neuzeitlichen Hochstände, denn die grobblockigen Endmoränenwälle liegen mehr als 300 m ausserhalb des 1850er-Standes. Zwei Grabungen, die Aufschluss über das Alter dieser Moräne geben sollten, blieben erfolglos, denn unter den grossen Blöcken war kein organisches Material zu finden.

Grobblockiger Gletscherstand Chilchhorn (Bedrettotol)

Die Blockmassen im Kar Chilchhorn - Pizzo Gallina nordöstlich des Nufenenpasses wurden ebenfalls durch einen Gletscher transportiert. Die Ablagerungen am westlichen Rande sind aber eher blockgletscherartig.

Aufgrund der Lage und des Verlaufes der Moränen kann eindeutig erkannt werden, dass die Schuttmassen vom ostexponierten Hang zwischen Chilchhorn und Pizzo Gallina und vom Pizzo Gallina selbst stammen und in Richtung Talmitte abgelagert wurden. Das übrige Kargebiet war an dieser Ablagerung nicht beteiligt. Im Unterschied zu den bisher beschriebenen Blockmassen wurden hier eher kleinere, aber plattige und eckige Gesteine aufgehäuft. Die Fläche dieses Gletscherstandes war mindestens doppelt so gross als jene des 1850er Hochstandes.

Auch hier wurde wiederum versucht, Aufschluss über das Alter dieser Ablagerungen zu erhalten. Da in den letzten beiden Sommern grössere Teile der Endmoränenwälle schneebedeckt waren, konnte nur an einer Stelle gegraben werden. Die Moräne ist dort erdstromartig weggeflossen und hat einen ehemaligen Boden überdeckt.

Eine Datierung dieses Bodens ergab folgende Alter:

- a) NaOH behandelte Probe (org. Restsubstanz) 4'810 $\pm$ 125 BP (UZ-401)
- b) Huminsäurendatierung 5'785 $\pm$ 70 BP (UZ-401)

Da dieser organische Horizont nicht unter der Moräne liegt, sondern durch Material überdeckt wurde, das von dieser wegfloss, ergeben diese beiden Daten Mindestalter für die Moränenablagerungen. Sie sind also sicher älter als diese beiden Daten.

Grobblockiger Gletscherstand Gafallensaum (Urserental)

Ein weiterer grobblockiger Gletscherstand ist im Gafallensaum im Unteralptal zu erkennen. Die Endmoränen liegen dort etwa 700 m ausserhalb des 1850er-Standes. Es handelt sich hier um einen deutlich mehrphasigen Gletschervorstoss, der z.T. grobblockige Moränen abgelagerte. Im Gegensatz zu den Blockmassen von Chilchhorn (Nufenen) hat sich aber ein fast symmetrisches Zungenbecken ausgebildet, welches das ganze obere Tal ausfüllt.

Grobblockiger Gletscherstand Galenstöck (Urserental)

Ein deutliches Zungenbecken mit grossen Gesteinsmassen des Aaremassivs wurde auch von der westlichen Gletscherzunge des Sidelengletschers aufgebaut. Entlang einer tektonisch bedingten Vertiefung reichte der ehemalige Gletscher 500 - 600 m weiter als die neuzeitlichen Hochstände.

Interessant ist, dass diese Blockmoränen nur vom westlichen Sidelengletscher aufgebaut wurden. Der östliche Eisstrom hat zur selben Zeit nur ein paar kleine Moränenreste abgelagert, die 100 - 150 m oberhalb der Furkastrasse erkennbar sind.

Grobblockiger Gletscherstand Aelpetli/Saas (Urserental)

Mehr oder weniger parallel zum Tiefenbach verläuft vom Aelpetli bis ca. 2'200 m.ü.M. ein Blockstreifen, der vom Tiefengletscher aufgebaut wurde. Es ist jedoch nicht sicher, ob es sich tatsächlich um einen Gletscherstand oder um Blöcke einer Mittelmoräne eines noch grösseren Standes handelt.

Deutliche Seitenmoränen einer Gletscherzunge, die Richtung Lochberg abfloss, können auch bei Saas erkannt werden. Allerdings sind diese Wälle nicht besonders blockig.

Die Ausdehnung des Vorstosses Saas entspricht in der Grössenordnung dem Blockstreifen, der bei Aelpetli erkennbar ist und dem Gletscherstand Galenstöck des Sidelengletschers.

Da diese grobblockigen Gletscherstände eine deutlich grössere Ausdehnung erreichten als um 1850, muss demzufolge die Schneegrenze zu jener Zeit etwas tiefer gelegen haben als um 1850. Mit Hilfe der Flächenteilungsmethode (2:1) wurde nun versucht, die Schneegrenzdepression dieser Stände gegenüber 1850 zu berechnen (vgl. Kap. D).

Dabei haben sich folgende Werte ergeben:

Gletscher/Stand	Schneeegr. müM	Bezugs- niveau 1850 müM	Depres- sion m
Gh.di Val Torta/ Capanna Cristallina	2'482	2'549	67
Gh.di Gallina/ Chilchhorn	2'618	2'705	87
Schwarzbachfirn/ Gafallensaum	2'576	2'654	78
Sidelengletscher/ Galenstöck	2'650	2'715	65
Tiefengletscher/ Aelpetli-Saas	2'623	2'714	91

Am zuverlässigsten sind wohl die Berechnungen für die Stände Capanna di Cristallina und Gafallensaum. Beide Gletscher liessen sich relativ gut abgrenzen. In den deutlichen, fast symmetrischen Zungenbecken befinden sich relativ wenig Blöcke. Blockmassen liegen hauptsächlich in Form von Moränenwällen vor.

GROSS (1974) und GROSS et al (1978) geben für den Kromerstand und sechs weitere äquivalente Stände im Silvrettagebiet Werte zwischen 72-93 m (Mittel bei 84 m) an. Zeitlich stellen sie diesen Stand in den Zeitraum zwischen 10'200 und 9'500 BP.

MAISCH 1981 hat für den Kromerstand im Gebiet Mittelbünden Depressionswerte von 60 - 87 m (Mittel bei 74 m) berechnet.

Für die grobblockigen Gletscherstände der Region Gotthard wurden also ähnliche Schneegrenzdepressionen ermittelt wie für den Kromerstand im Raume Mittelbünden und im Silvrettagebiet.

Nach PATZELT (1977) haben die Gletscher spätestens um ca. 9'500 BP die neuzeitliche Grössenordnung erreicht und haben sie nachher nie mehr wesentlich überschritten. Auch die Schneegrenze lag seither nie deutlich tiefer als um 1850. Deshalb ist es naheliegend, diese grobblockigen Gletscherstände im Gotthardgebiet zeitlich an der Grenze zwischen Spät- und Postglazial einzuordnen und als kromeräquivalente Gletscherstände zu betrachten.

Die Frage, ob die eher flächenhaft verteilten und die blockgletscherartigen Schuttkörper gleichzeitig mit den blockreichen Moränen abgelagert wurden, kann nicht ohne weiteres beantwortet werden. Für eine gleichzeitige Bildung spricht, dass diese allgemein sehr blockigen Ablagerungen immer deutlich ausserhalb der neuzeitlichen Gletscherstände, aber innerhalb der eindeutig egesenäquivalenten Moränen liegen.

Gegen eine gleichzeitige Bildung spricht, dass vor allem blockgletscherartige Schuttkörper ähnliche Merkmale aufweisen wie die Larstigformen, die von HEUBERGER (1966) beschrieben wurden.

Wie in Kap. E ausführlich beschrieben wird, haben im Gotthardgebiet relativ junge Verstellungen der Erdoberfläche stattgefunden. Am besten sind diese Verstellungen, die z.T. Hebungsbeträge von 10 und mehr m aufweisen, an eher flachen Hängen und auf Trogschultern zu erkennen.

So wurden auch sehr häufig 10-12'000jährige spätglaziale Moränen, die älteren meist etwas mehr, die jüngeren etwas weniger, durch Erdkrustenbewegungen verstellt. Diese Tatsache beweist, dass diese Bewegungen relativ jungen Alters sind.

In Luftbildern des Bedrettotals konnten solche Verwerfungslinien auch weiter oben in den steileren Felshängen bis gegen die Berggipfel beobachtet werden. Es ist deshalb sehr wohl möglich, dass durch diese Verwerfungen, die z.T. auch in den Karwänden stattgefunden haben, grössere Blockmassen gelöst wurden. Die Erdkrustenbewegungen im Zusammenhang mit einer Klimaverschlechterung können vielleicht die eigenartigen Blockfluren etwas besser erklären.

D. S P A E T G L A Z I A L (ZEITRAUM VOR 10'200 BP)

1. EINLEITUNG

Bedingt durch eine erhebliche Klimaverbesserung begannen die Gletscher, die während der Würmeiszeit weit bis ins Alpenvorland vorgestossen waren, nach und nach abzuschmelzen. Der Zeitraum dieses allgemeinen Gletscherrückganges wird als Spätglazial oder Spätwürm bezeichnet. Dieser spätglaziale Eisabbau vollzog sich jedoch nicht kontinuierlich, sondern phasenweise. Alpeneinwärts abgelagerte Moränenwälle belegen mehrere Wiedervorstösse oder sog. "Stadiale". Nach der letzten markanten Vorstossperiode, die während der Jüngerer Dryaszeit erfolgte, wird das alpine Spätglazial um ca. 10'200 BP beendet (PATZELT 1980). Unklar ist hingegen immer noch, wann der Beginn des Spätglazials zu legen ist. PATZELT (1980) setzt ihn zwischen 17'000 und 16'000 vor heute an.

Schon durch die Arbeit von PENCK + BRUECKNER (1909) sind im Bereich des eiszeitlichen Inn-gletschers erstmals drei markante spätglaziale Gletschervorstösse bekannt geworden. Aufgrund der namensgebenden Lokalitäten wurden sie im klassischen Stadialsystem "Bühl-Gschnitz-Daun" festgelegt. In der Zwischenzeit wurde dieses vorerst dreigliedrige System jedoch um folgende Stadien erweitert:

- H. KINZL (1929, 1932): Egesenstadium (jünger als Daunstadium)
- R.v. KLEBELSBERG (1950): Steinach-Stadium (zwischen Bühl- und Gschnitzstadium)

In neuerer Zeit wurde von M. MAISCH (1981) zusätzlich das Clavadelstadium (zwischen Gschnitz- und Daunstadium) eingeführt. Es ist vorläufig auf das Gebiet Mittelbünden beschränkt.

1.1 Methoden

Die Korrelation spätglazialer Gletschervorstösse verschiedener Gebiete kann mit folgenden Hilfsmitteln erfolgen:

- durch die Altersbestimmung von Moränen mit der Radiokarbonmethode

Moorbasisproben innerhalb eines spätglazialen Gletscherstandes ergeben ein Mindestalter für die Moränenablagerung. Organisches Material, das von einer Moräne überschüttet wurde, könnte allenfalls ein Maximalalter für den entsprechenden Gletscherstand ergeben. Bisher ist es jedoch noch nirgends gelungen, solche überfahrene organische Reste zu finden. Der Grund liegt vermutlich darin, dass die Vegetationsbesiedlung erst viel später als der Gletscherrückzug erfolgte und dass die spätglazialen Vorstösse noch in vegetationsloses Gebiet gelangten.

- durch die Moränenabfolge im Gelände

Im sogenannten "idealen Tal" sollten alle spätglazialen Stadien erhalten sein. Erosionen oder Ueberlagerungen durch Schuttfächer können aber leicht dazu führen, dass ehemalige Gletscherstände nicht mehr erkannt werden können. Eine Korrelation allein aufgrund der Abfolge ist deshalb schwierig.

- durch morphologische Kriterien

Egesenmoränen sind im allgemeinen gut erhalten, vielgliedrig und oft auch grobblockig (HEUBERGER 1966, KERSCHNER 1976). Im Gegensatz dazu sehen die Daunmoränen nicht mehr so formfrisch aus und sind teilweise nur lückenhaft erhalten. Gschnitzmoränen sind meist markanter als Steinachmoränen.

- durch Schneegrenzdepressionsberechnungen

Schon PENCK und BRUECKNER (1909) haben mit Angaben von Schneegrenzdepressionen spätglaziale Gletscherstände verschiedener Gebiete korreliert. In neuerer Zeit haben vor allem GROSS (1974), BEELER (1977), KERSCHNER (1976, 1978), GROSS et al (1978), SUTER (1981) und MAISCH (1981) die Möglichkeit untersucht, Gletscherstände mit Hilfe von Schneegrenzberechnungen zu parallelisieren. Bei all diesen Arbeiten hat sich eindeutig gezeigt, dass sich die auf glaziologischer Grundlage beruhende Flächenteilungsmethode mit einem Verhältnis von Akkumulations- zu Ablationsgebiet von 2:1 am besten für die Zuordnung spätglazialer Gletscherstände eignet.

Die Methode der Schneegrenzberechnung wurde in den eben genannten Arbeiten bereits mehrmals besprochen. Deshalb sollen im folgenden nur kurz die wichtigsten Begriffe erläutert werden, die zum Verständnis dieser Arbeit notwendig sind.

Als Bezugswert für die Berechnung der "Schneegrenzdepression" dient die "mittlere Gleichgewichtslinie" oder Schneegrenze des 1850er-Hochstandes. Dieser Gletscherstand ist praktisch bei allen Alpengletschern markant ausgebildet, kann meist gut rekonstruiert werden und erlaubt dadurch eine gesamtalpine Vergleichbarkeit. Diese 1850er-Vergleichsbasis wird als "Bezugsniveau" (BZN) bezeichnet. Anschliessend wird die mittlere Gleichgewichtslinie (GWL) der ebenfalls rekonstruierten spätglazialen Gletscherstände bestimmt. Aufgrund der ermittelten Schneegrenzdepressionsbeträge ($BZN\ 1850 - GWL\ spätglazial = SG\text{-}Depression$) können Gletscherstände verschiedener Gebiete miteinander parallelisiert werden. Man nimmt dabei an, dass sich spätglaziale Klimaver-schlechterungen immer überregional ausgewirkt haben und dass Gletscherstände mit ähnlich grosser Schneegrenzdepression zur gleichen Zeit stattgefunden haben.

1.2 Gliederung des Spätglazials

Eine Uebersicht über die Gliederung des Spätglazials wurde von MAISCH (1981, S. 21 ff) zusammengestellt und soll hier noch einmal, um die neuesten Erkenntnisse ergänzt, wiedergegeben werden. Die untenstehende Aufstellung stützt sich im Wesentlichen auf folgende Arbeiten: HEUBERGER 1966, 1968, MAYR + HEUBERGER 1965, 1968, PATZELT 1976, 1980, KERSCHNER 1976, 1978, GROSS et al 1978, SUTER 1981 und MAISCH 1981.

BUEHL-Stadium (PENCK + BRUECKNER 1909)

Typlokalität: Kirchbichl oberhalb Kufstein (Inngletscher), Endmoränen und Eisrandlagen

Vorgang: mehrgliedriger Vorstoss oder Halt des noch intakten Inneisstromnetzes

Schneegrenze: 900 - 1'000 m tiefer als "heute"

Alter: über 15'000 Jahre vor heute (?), noch keine konkreten Hinweise

STEINACH-Stadium (KLEBELSBERG 1950)

Typlokalität: Steinach am Brenner (Gschnitztalgletscher), endnahe Ufermoränenserie

Vorgang: selbständiger Vorstoss der Lokalgletscher, stellenweise über letzte inaktive Toteisreste des Eisstromnetzes

Merkmale: Moränen stark verformt und abgetragen

Schneegrenze: 800 - 900 m tiefer als "heute"

Alter: zwischen Bühl- und Gschnitz-Stadium, noch keine konkreten Hinweise

GSCHNITZ-Stadium (PENCK + BRUECKNER, 1909)

Typlokalität: Trins im Gschnitztal, Brennergebiet (Gschnitztalgletscher, Endmoränenbogen, Ufermoränen)

Vorgang: Vorstoss der Lokalgletscher, nur wenig kleiner als Steinach-Stadium, Toteis des Eisstromnetzes restlos verschwunden

Merkmale: Moränen gut und formfrisch erhalten

Schneegrenze: SG-Depression Original-Gschnitz: 680 m/BZN "1850"
äquivalente Gletscherstände: 600-700 m/BZN "1850"

Alter: älter als 14'000 Jahre (?), noch wenige Hinweise

CLAVADEL-Stadium (MAISCH 1981, schriftliche Mitteilung)

- Typlokalität: Clavadel im Sertigtal (Davos), Sertiggletscher, End- und Ufermoränenserie
- Vorgang: mehrgliedriger Vorstoss der Lokalgletscher deutlich hinter dem Gschnitz- und deutlich vor dem Daun-Stadium
- Merkmale: Moränen meist formfrisch erhalten, vorläufig auf das Gebiet Mittelbünden beschränkt
- Schneegrenze: SG-Depression Original-Clavadel: 424 m/BZN "1850"
äquivalente Gletscherstände: 385-470 m/BZN "1850"
- Alter: zwischen Gschnitz- und Daun-Stadium, um 14'000 Jahre vor "heute" (?), noch wenige Hinweise

DAUN-Stadium (PENCK + BRUECKNER, 1909)

- Typlokalität: Ranalt im Stubaital (Stubai- und Langentalgletscher), Ufermoränenserie
- Vorgang: Vorstösse der viel kleiner gewordenen Lokalgletscher
- Merkmale: hochgelegene Moränen periglazial überformt und meist nur lückenhaft erhalten, oft zwei Vorstossphasen erkennbar
- Schneegrenze: SG-Depression Original-Daun: 265 m/BZN "1850"
äquivalente Gletscherstände: 260-330 m/BZN "1850"
Regressionsgeraden:
nach KERSCHNER (1976): $GWL_D = 1,35 \text{ BZN}-1250$
nach MAISCH (1981): $GWL_D = 0,962 \text{ BZN}-196$
- Alter: älter als Alleröd, wahrscheinlich um 12'000 BP (PATZELT 1980), noch keine verlässlichen absoluten Datierungen

EGESEN-Stadium (KINZL 1929, 1932)

- Typlokalität: Egesengrat und Glamergube (Stubaital), Moränenserie
- Vorgang: letzte spätglaziale Vorstossperiode vor dem Abschmelzen der Gletscher auf neuzeitliche Grössenordnung
- Merkmale: überaus formfrische und zum Teil blockreiche Moränen, oft diskordante Ueberlagerung von Daunmoränen, mehrere Vorstossphasen unterscheidbar (z.B. Bocktentälli- und Kromer-Stand)
- Schneegrenze: SG-Depression Original-Egesen: 218 m/BZN "1850"
äquivalente Gletscherstände: 180-240 m/BZN "1850"
Regressionsgeraden:
nach KERSCHNER (1976): $GWL_{Eg} = 1,084 \text{ BZN}-437$
nach MAISCH (1981): $GWL_{Eg} = 1,026 \text{ BZN}-279$
- Alter: Hauptvorstossphasen in der Jüngeren Dryaszeit, 11'000-10'200 Jahre vor "heute"

BOCKTENTAELLI-Stand (MAISCH 1981, schriftliche Mitteilung)

- Typlokalität: Bocktentälli im hinteren Chüealptal (Sertig, Davos), Kargletscher aus dem Bocktentälli, geschlossener Endmoränenbogen
- Vorgang: zweite deutlich abgrenzbare Gletschervorstossphase innerhalb des Egesen-Stadiums
- Merkmale: Moränen frisch und oft blockreich, vorläufig auf das Gebiet Mittelbünden beschränkt
- Schneegrenze: SG-Depression Original-Bocktentälli: 122 m/BZN "1850"
äquivalente Gletscherstände: 100-150 m/BZN "1850"
Regressionsgerade: $GWL_B = 1,092 \text{ BZN}-380$
- Alter: 2. Phase der Jüngeren Dryaszeit (?)

KROMER-Stand (GROSS 1974)

- Typlokalität: Kromertal (Silvrettagruppe), End- und Ufermoränen
- Vorgang: innerster und jüngster Stand innerhalb des Egesen-stadiums, letzter Vorstoss noch deutlich ausserhalb der postglazialen bzw. neuzeitlichen Gletscherstände
- Schneegrenze: SG-Depression Original-Kromer: 79 m/BZN "1850"
äquivalente Gletscherstände: 50-90 m/BZN "1850"
Regressionsgeraden:
nach GROSS et al (1978): $GWL_K = 0,97 \text{ BZN}-7$
nach MAISCH (1981): $GWL_K = 1,044 \text{ BZN}-196$
- Alter: möglicherweise noch im frühen Präboreal (?), ca. 10'200-9'500 Jahre vor "heute"

2. SPAETGLAZIALE MORAENEN IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Während der Sommermonate 1976-1981 habe ich in den Quellgebieten der Reuss (Urserental), des Rheins (Oberes Tavetsch) und des Ticino (Bedrettetal) alle noch erkennbaren spätglazialen Moränen und Eisrandablagerungen kartiert. Mit Hilfe morphologischer Hinweise und, soweit möglich, mit Schneegrenzberechnungen war ich bestrebt, die verschiedenen Gletscherstände zeitlich zu parallelisieren.

Trotz gründlicher Kartierungen war eine eindeutige Gliederung in verschiedene Stadiale jedoch nicht immer möglich, da einerseits zwingende morphologische Argumente fehlten und andererseits auch die Schneegrenzberechnungen oft nicht genügend genau durchgeführt werden konnten. Bei der Zeichnung der Karte wurde ich jedoch zu Entscheidungen gezwungen. So stehen manchmal eindeutig gesicherte Zuordnungen eher hypothetischen Gliederungen gegenüber.

Eine lückenlose Bestandesaufnahme der Moränen wurde vor allem durch die in Kap. E beschriebenen Bruchsysteme erschwert. Parallel zur Haupttalachse verlaufende Brüche täuschen nämlich oft Moränen vor. Mit Grabungen und seismischen Messungen wurde aber teilweise versucht, Moränenwälle von Brüchen zu unterscheiden.

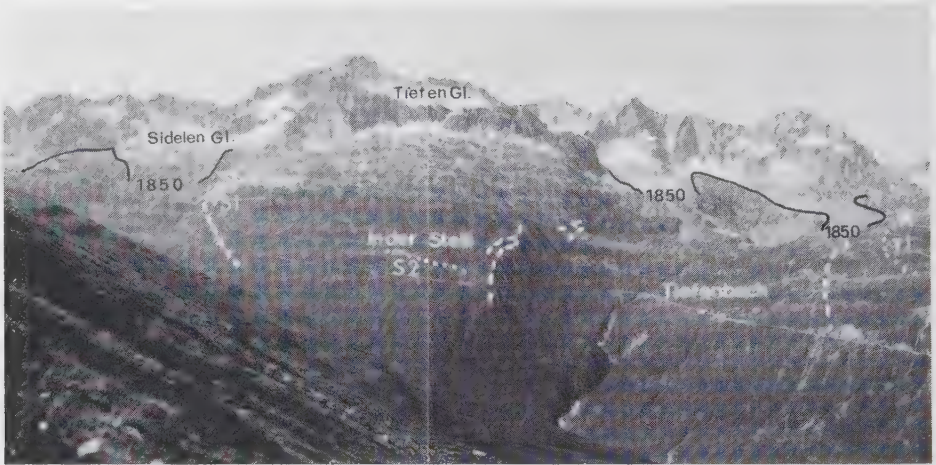


Abb. 9: Spätglaziale Moränen des Tiefen- und Sidelengletschers
.... Stadium Realp ---- Stadium Garschen

2.1 Spätglaziale Gletscherstände im Einzugsgebiet der Reuss (Urserental und Urner-Reusstal)

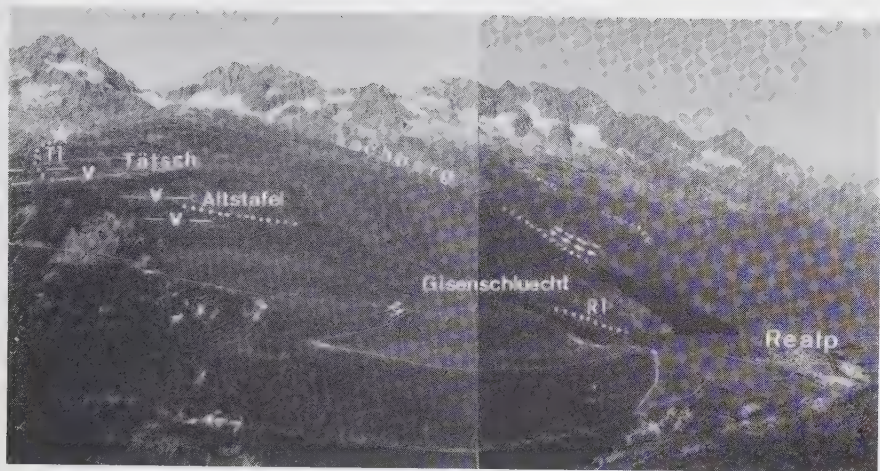
2.1.1 Spätglaziale Gletscherstände des Tiefen- und Sidelengletschers (vgl. Karte im Anhang)

Die Moränen des Tiefen- und Sidelengletschers wurden bereits durch BARSCH et al (1973) kartiert. Aufgrund der Abfolge haben die Autoren die spätglazialen Moränen in zwei Gruppen eingeteilt:

BARSCH et al 1973, S. 2:

1. Die Gruppe der Moränenrelikte auf "Tätsch", "in der Stelli", unterhalb der "Lochbergeregge" und bei "Diepelingen". Diese älteren Moränenrelikte bezeugen Gletscherstände, bei denen das Eis des Sidelengletschers und des Tiefengletschers noch einen gemeinsamen Eisstrom gebildet hat.
2. Die Gruppe der Moränenrelikte, die zu Gletschervorstößen gehören, die einerseits bereits eine Trennung der beiden Gletscher bezeugen, die andererseits aber deutlich den Vorstoss von 1850 überragen."

Meine eigenen Geländearbeiten ergaben ebenfalls, dass die spätglazialen Moränen der beiden Gletscher deutlich einem älteren und einem jüngeren Stadium zugeordnet werden können. An einigen Stellen bin ich aber zu anderen Auffassungen gelangt.



Das ältere Stadium (Stadium Realp)

BARSCH et al (1973) beschreiben dem älteren Stadium angehörende Moränenwälle des Tiefengletschers, die bei der Einmündung ins Haupttal fast rechtwinklig gegen Osten umbiegen. Durch Grabungen und seismische Untersuchungen konnte ich jedoch belegen, dass diese Wälle (bei "Tätsch" und unterhalb "Tätsch") grösstenteils gar nicht aus Moränenmaterial, sondern aus Felskernen bestehen (Abb. 9, Wälle V). An verschiedenen Stellen trat bereits nach der Entfernung der Rasendecke der Fels an die Oberfläche. Zudem ist das Gebiet bei "Tätsch" deutlich durch Erdkrustenbewegungen gestört (vgl. Kap. E). Die oberste und hier älteste spätglaziale Moräne des Tiefengletschers (Tl, Abb. 9) biegt meiner Meinung nach beim Eintritt ins Haupttal nicht rechtwinklig um, sondern trifft dort vielmehr auf Verwerfungslinien und wird dadurch fast unkenntlich gemacht.

Gegen den von BARSCH et al (1973) beschriebenen Moränenverlauf spricht auch folgende Tatsache: Beim Eintritt ins Haupttal war der Tiefengletscher aufgrund der Höhenlage der Moräne Tl höchstens 120-150 m mächtig. Ein Umbiegen dieses Walles Richtung "Tätsch" würde sofort eine mehr als 500 m mächtige Eisbedeckung des Haupttales anzeigen. Diese gewaltige Volumenzunahme ist unlogisch und kann nicht einmal dann erreicht werden, wenn zusätzlich der Sidelengletscher und weitere Eislappen aus Richtung "Stotzigen Firsten" noch grosse Mengen Eis angeliefert haben.

Die zur Diskussion stehende Moräne Tl kann meiner Meinung nach viel eher mit den Seitenmoränen des Sidelengletschers "in der Stelli" parallelisiert werden (Abb. 9). Diese zeigen dort einen ca. 300 m mächtigen Furkagletscher an und verlaufen zudem diskordant zu jüngeren Moränen des Tiefengletschers. Mit den Moränen

"in der Stelli" ist mit grosser Wahrscheinlichkeit auch der äusserste Eisrand des Sidelengletschers bei "Spiessen" zu verbinden. Nur durch eine Gleichstellung der Tiefengletschermoräne westlich "Tätsch", der Sidelengletschermoränen "in der Stelli" und bei "Spiessen" kann ein vernünftiges und logisches Gletscherbild gezeichnet werden. Das Gletscherende dieses vereinigten Sidelen- und Tiefengletschers, das zudem noch Zuschüsse von den "Stotzigen Firsten" her erhielt (rechte Talseite), kann in der Umgebung von Realp angenommen werden.

Der Schuttkomplex bei "Diepelingen" (1'500 m östlich Realp), der zum grossen Teil aus Gesteinen des Aaremassivs aufgebaut ist, kann als Endmoränenwall aber nicht ganz überzeugen. Schon BARSCH et al (1973, S. 2) weisen darauf hin, dass diese Form nicht sicher als Stirnmoräne angesprochen werden darf. Hingegen konnte ich westlich von Realp einen relativ steil Richtung "Gisenschluecht" ansteigenden eindeutigen Gletscherrand erkennen (R1, Abb. 9).

Zwischen "Gisenschluecht" und der Moräne westlich "Tätsch" konnte ich nur einen einzigen Eisrand bei "Altstavel" feststellen. Aufgrund seismischer Messungen besteht dieser Wall eindeutig aus Lockermaterial. Eine Seitenmoräne des Stadiums Realp würde man allerdings etwas südlicher und vor allem weiter unten vermuten, denn eine Gletscherrandlage bei "Altstavel" deutet immer noch auf einen sehr breiten und mächtigen Gletscher hin. Dies könnte aber damit erklärt werden, dass das Tal der Furkareuss in diesem Bereich sehr eng und tief ist und erst bei der Verflachung "Ebneten-Nätschenstäfeli" breiter wird.

Aus diesem Grund sind wahrscheinlich während des Stadiums Realp grössere Mengen Eis über dieses Gebiet geflossen. Oestlich der Verflachung folgt dann ein Steilabfall, wo das enge Furkatal in das breitere Urserental mündet. Diese Geländebeschaffenheit bewirkte, dass die Gletscherstirn plötzlich mehr Raum zur Verfügung hatte und gegen Realp ziemlich schnell absank. Der Verlauf der Moräne R1 (Abb. 9) weist auf ein Gletscherende in der Umgebung des Dorfes hin.

Das jüngere Stadium (Stadium Garschen)

Die Seitenmoränen des jüngeren Stadiums lassen eine gegenüber dem Stadium von Realp deutlich geringere Ausdehnung erkennen. Endmoränen sind aber infolge des steilen Geländes des Furkatales nicht erhalten geblieben. Auffallend ist, dass die noch vorhandenen jüngeren Wallreste im allgemeinen deutlich blockreicher sind als die Moränen des Stadiums Realp. Aufgrund der Morphologie und der geringeren Gletscherausdehnung können sie deshalb eindeutig vom Stadium Realp getrennt werden.

Eine äussere Seitenmoräne des Stadiums Garschen ist nordöstlich "Tiefenbach" zu erkennen (Abb. 9). Sie ist ziemlich blockreich und verläuft ca. 200 m innerhalb der dem Stadium Realp zugeordneten Moräne westlich "Tätsch". Ein Aequivalent dazu findet sich

auf der rechten Talseite östlich von "in der Stelli". Hier können teilweise sogar zwei Gletscherstände auseinandergehalten werden. Der innere, jüngere Stand des Stadiums Garschen mag dabei nur noch bis gegen die Talsohle hinunter gereicht haben. Die äussere Moräne und vor allem der Verlauf des Walles nordöstlich Tiefenbach weisen hingegen darauf hin, dass der Gletscher sogar noch etwas weiter vorsties. Wieweit er aber noch ins Furkatal reichte, ist unklar.

Ein der Moräne nordöstlich Tiefenbach entsprechender Wall wurde bei "Spiessen" (Abb. 9) auch durch den Sidelengletscher aufgebaut. Auch hier ist wiederum eine deutliche Grobblockigkeit festzustellen. Der Verlauf der Moräne, welche die Furkastrasse quert, lässt vermuten, dass sich der Sidelengletscher im Gebiet "Garschen" mit dem Tiefengletscher vereinigte.

Zur Zeit der Stadien Realp und Garschen floss zudem ein nördlicher Arm des Tiefengletschers über "Lochberg" Richtung Realp. Sowohl auf der linken als auch auf der rechten Talseite deuten Seitenmoränen mindestens auf vier spätglaziale Gletschervorstösse hin. Der äusserste, von den inneren drei etwas abgesetzte Stand, zeigt relativ mächtige Moränen. Die Wälle sind aber eher abgeflacht, überformt und schlecht erhalten. Die inneren Moränen sind in ihren oberen Ansätzen deutlich blockiger und markanter. Aufgrund dieses morphologischen Unterschiedes wird der äusserste Stand dem Stadium Realp, die inneren Wälle dem Stadium Garschen zugeordnet.

2.1.2 Spätglaziale Moränen aus dem Raume Witenwasserer und Muttten (vgl. Karte im Anhang)

Im Witenwasserer- und Muttental konnten nur wenige Moränenrelikte gefunden werden.

Eine Moräne eines älteren Stadiums ist bei "Stelliboden" bei der Einmündung des Muttentales ins Witenwasserental zu finden. Hier flossen der Witenwasserer- und der Muttengletscher zusammen, und die beiden Eisströme stiessen gemeinsam in Richtung Realp vor. Aufgrund der Mächtigkeit der Gletscher, die durch die Moräne "Stelliboden" gegeben ist, muss angenommen werden, dass sie noch weit über "Vorder- und Hinterschweig" hinausreichten und sich zur Zeit des Realpstadiums in der Gegend von "Laubgädem" mit dem Furkagletscher vereinten. Demselben Stadium dürften auch die Moränen aus dem Seitenkar "Gatschola" entsprechen.

Eine deutlich geringere Ausdehnung erreichte der Witenwasserengletscher weiter taleinwärts bei "Ebnen", was durch einen Endmoränenrest belegt ist. Die Gletscherzunge wurde hier durch den Rundhöcker "Höhenbiel" geteilt. Die linke Zunge stirnte südöstlich von "Ebnen", die rechte wahrscheinlich südlich von "Hinterschweig". Endmoränen sind aber keine mehr vorhanden.

Schneegrenzberechnungen und 14C-Daten

Eine Berechnung der Schneegrenze eines gemeinsamen Gletschers aus dem Raume Furka und dem Gebiet Witenwasserer-Mutten ergab für das Stadium Realp eine Gleichgewichtslinie von 2'383 m. Bei einem Bezugsniveau von 2'661 m entspricht dies einer Depression von 278 m.

Wird der Furkagletscher im Zungenbereich vom Witenwasserer- und Muttengletscher getrennt und jedem Gletscher eine Teilzunge zugeordnet, so ergeben sich für das Stadium Realp folgende Werte:

	GWL (müM)	BZN (müM)	Depression (m)
Furkagletscher (Tiefen- und Sidelengletscher)	2'406	2'712	306
Witenwasserer-/ Muttengletscher	2'348	2'610	262

Für das Garschenstadium des Tiefen- und Sidelengletschers konnte die Schneegrenze nicht genau bestimmt werden, da eine Abgrenzung des Zungenbereiches nicht möglich war. Hingegen ergab die Berechnung der Schneegrenze für den Stand Ebnen, der mit grosser Wahrscheinlichkeit mit einem der Stände Garschen parallelisiert werden kann, einen Wert von 2'427 m. Bei einem Bezugsniveau von 2'605 m ergibt sich somit eine Depression von 178 m. Aufgrund der Schneegrenzdepressionswerte kann das Stadium Realp dem Daunstadium der Ostalpen gleichgesetzt werden (Schneegrenzdepression für daunäquivalente Stände: 260-330 m/BZN 1850, vgl. 1.2). Der Stand Ebnen wird dem Depressionsbetrag zufolge dem Egesenstadium zugeordnet (Schneegrenzdepression für egesenäquivalente Stände: 180-240 m/BZN 1850, vgl. 1.2).

Die blockreichen und markanteren Moränen des Stadiums Garschen sind im Gelände deutlich von jenen des daunäquivalenten Stadiums abgesetzt. Ihre formentypischen Merkmale entsprechen deutlich den von HEUBERGER (1966) und KERSCHNER (1976) festgestellten morphologischen Unterschieden zwischen Daun- und Egesenmoränen. Morphologische Befunde und eine bezüglich dem Stadium Realp geringere Gletscherausdehnung sprechen eindeutig dafür, dass das Stadium Garschen gut mit dem Egesenstadium parallelisiert werden kann.

Die Datierung der Torfbasis des Moores am Rande des Rundhöckers "Höhenbiel" ergab ein 14C-Alter von 9'730 $\pm$ 120 BP (UZ-119, Koordinaten: 681 100 / 158 150). Dieses Datum kann als Mindestalter für den egesenäquivalenten Stand "Ebnen" gelten. KUETTEL (in Vorbereitung), der dieses Moor pollenanalytisch untersucht hat, weist allerdings darauf hin, dass eine erste organische Sedimentation schon ausgangs der Jüngeren Dryas stattfand. Das Gebiet um Höhenbiel ist also seit mindestens 10'000 Jahren eisfrei.

Im Oetzatal (Wildmoos) ist das Egesenstadium durch ein Mindestalter von 10'235 $\pm$ 80 BP datiert (PATZELT + BORTENSCHLAGER 1976, S. 129). Die Befunde von Höhenbiel können also diejenigen von Wildmoos annähernd bestätigen.

2.1.3 Spätglaziale Vergletscherungen am südexponierten Hang des Urserentales (vgl. Karte im Anhang)

Die Gipfel der Bergkette zwischen "Blauberg und Spitzberg" erreichen fast durchwegs Höhen von 2'950 - 3'000 müM. Rezente Vergletscherungen in den zahlreichen kleinen Karnischen lassen vermuten, dass die südexponierte Talflanke zwischen Realp und Andermatt während der letzten spätglazialen Vorstösse noch stark vergletschert war. Entlang der Trogschulter lassen sich denn auch teils recht deutlich zwei verschiedene Vergletscherungsphasen erkennen.

Ueberformte Moränen der älteren Serie finden sich vor allem südlich "Rossplatten", bei "Rossmettlen", bei "Höhegg" und bei "Blauseeli". Bei "Obergadmen" hatte dieser Gletscher Kontakt mit der "Lochberg"-Gletscherzunge des Tiefengletschers (Stadium Realp).

Moränen des jüngeren Stadiums reichen teilweise sehr nahe an die älteren heran. Sie sind bei "Rossplatten" und "Rossmettlen" deutlich mehrgliedrig und vor allem bei "Rossplatten" sehr grobblockig. Zwischen "Rotenberg" und "Obergadmen" ist die Lage der Gletscherzunge relativ unklar, da deutliche Endmoränen fehlen.

Aufgrund der morphologischen Merkmale werden die älteren überformten Moränen dem daunäquivalenten Stadium Realp zugeordnet. Die jüngeren, formfrischen und zum Teil grobblockigen Stände werden mit dem ähnliche Merkmale aufweisenden egesenäquivalenten Stadium Garschen parallelisiert.

2.1.4 Spätglaziale Vergletscherungen in den übrigen Seitentälern des Urserentals (vgl. Karte im Anhang)

Im Tal des St. Gotthardpasses zeigt sich eine eindeutig spätglaziale Moräne bei der "Alpe di Fortünéi". Ein wahrscheinlich gleichzeitiger Stand des "Orsinogletschers" zeichnet sich nördlich der "Alpe di Rodont" ab. Zu einer jüngeren Phase gehört vermutlich der Wallrest, der die Strasse östlich des "Lago di Lucendro" schneidet. Jüngere Stände konnten auch bei "Orsino" und südlich "Blauberg" gefunden werden.

Im Guspistal konnten keine Spuren spätglazialer Vergletscherungen gefunden werden. Ehemalige Moränen wurden vermutlich durch die zahlreich vorhandenen Schuttfächer überschüttet.

Spätglaziale Moränenrelikte des St. Annafirns konnten nur links und rechts des Felsentals bei ca. 1'600 m.ü.M. erkannt werden.

Die spätglazialen Moränen des Gurschenfirns sind etwas besser erhalten geblieben. Bei "Gurschen" und nördlich davon Richtung Unter- alptal können deutlich zwei Gletscherstände unterschieden werden. Für den äussersten Stand "Studen" wurde eine Schneegrenze von 2'251 m berechnet. Bei einem Bezugsniveau von 2'566 m beträgt die Schneegrenzdepression 315 m. Aufgrund dieses Wertes wird dieser Stand dem daunäquivalenten Stadium Realp zugeordnet. Der innere Stand "Gurschen" wird wegen der deutlich geringeren Depression von 230 m (Gleichgewichtslinie 2'336, Bezugsniveau 2'566) mit dem Stadium Garschen (egesenäquivalent) parallelisiert.

Im Unter- alptal konnte eine äusserste spätglaziale Moräne auf der "Fruttegg" erkannt werden. Bei dieser Lokalität war der Unter- alpgletscher noch ca. 160 m mächtig. Wie weit aber seine Zunge noch reichte, ist schwer abzuschätzen. Für eine Schneegrenzberechnung wurde die Ausdehnung ab "Fruttegg" einen Kilometer verlängert. Bei einer Schneegrenze von 2'345 m.ü.M. und einem Bezugsniveau von 2'627 m.ü.M. ergab sich eine Schneegrenzdepression von 282 m. Dieser Wert ist aber ein Mindestbetrag, denn der Gletscher könnte durchaus noch weiter gereicht haben, als ich es für die Berechnung angenommen habe. Eine Depression von 280 - 300 m scheint aber zumindest in der Grössenordnung realistisch zu sein. Der Stand "Fruttegg" dürfte deshalb dem Stadium Realp entsprechen.

Wegen der zahlreichen Schuttfächer sind im Unter- alptal zwischen "Fruttegg" und "Sunnbsbiel" keine Moränen erhalten. Bei "Sunnbsbiel" bezeugen Wallreste einen Gletscherstand eines gemeinsamen Oberschatz-, Unterschatz- und Schwarzbachfirns. Bei einer Gleichgewichtslinie von 2'509 m und einem Bezugsniveau von 2'632 m kann eine Schneegrenzdepression von 123 m bestimmt werden.

Moränen, die auf einen Vorstoss ähnlicher Grössenordnung hinweisen, finden sich südlich "Portgeren". Sie wurden von den gemeinsamen Gletschern der "La Rossa-P. Alv Kette" und dem südlichen Maighelsgletscher abgelagert. Eine Schneegrenzberechnung erwies sich als zu schwierig, da der Maighelsgletscher damals zwei getrennte Zungenbereiche aufwies und sowohl Richtung "Portgeren" als auch durch die Val Maighels abfloss. Mit einer Schneegrenzdepression von 123 m entspricht der Vorstoss "Sunnbsbiel" keinem der bisher für das Urserental berechneten Stände. Moränen eines Gletscherstandes, der mit denjenigen von "Gurschen", "Ebnen" oder Garschen vergleichbar wäre, müssten weiter vorne im Unter- alptal liegen. Wegen der zahlreichen Schuttfächer kann man aber keine weiteren Eisränder finden.

Auf der "Oberalp" zeichnet sich ein deutlicher spätglazialer Stand westlich des "Oberalpsees" ab. Hier hat ein Gletscher aus dem Kar des "Gossschijen-Schijenstock" in der "Vorderen Felli" deutliche Seitenmoränen abgelagert. Bei einem Bezugsniveau von 2'600 m.ü.M. und einer Gleichgewichtslinie von 2'429 m ergibt sich für diesen Vorstoss eine Depression von 171 m. Aufgrund dieses Wertes kann er gut mit dem Stand "Ebnen" des Witenwassereingletschers parallelisiert und wie dieser dem Garschenstadium zugeordnet werden. Eine Seitenmoräne eines noch jüngeren Standes ist nordwestlich "Platten" gut erkennbar.

2.1.5 Schneegrenzdepressionen und Zuordnungen

Bisher wurde deutlich, dass sich in den Seitentälern und Karen des Urserentales zwei verschiedene Vergletscherungsphasen abzeichnen. Während des älteren, daunäquivalenten Stadiums reichte der vereinigte Furka-Witenwasserengletscher als einziger bei Realp noch knapp ins Haupttal. Aufgrund von Schneegrenzdepressionswerten und morphologischen Erkenntnissen werden dem daunäquivalenten Stadium Realp folgende Gletscherstände zugeordnet:

1. Stand "Realp" des Furka und Witenwasserengletschers
Schneegrenzdepression gegenüber 1850 = 260-310 m
(Witenwasserengletscher = 262 m, Furkagletscher = 306 m)
2. Stand "Fruttegg" des Unteralpgletschers
Schneegrenzdepression gegenüber 1850 = 280-300 m
3. Stand "Studen" des Gurschengletschers
Schneegrenzdepression gegenüber 1850 = 315 m

Mit Hilfe morphologischer Kriterien werden folgende Moränen ebenfalls mit dem Stadium Realp parallelisiert:

- Der äusserste Rand der Talflankenvereisung am südexponierten Hang zwischen "Rossplatten" und "Lochberg",
- die Moränenwälle südlich "Gatschola",
- die äusserste Moräne "Wallenstafel" (Winterhorngletscher),
- der Stand "Alpe di Fortünéi",
- der Stand nördlich "Alpe di Rodont",
- die Wallrelikte links und rechts von "Felsental" (St. Annafirn).

Alle diese Moränen werden aufgrund des schlechteren Erhaltungszustandes und der geringeren Formfrische von den z.T. nahegelegenen, markanteren und jüngeren Moränen abgetrennt.

Das jüngere Stadium ist in den Tälern mit grösseren Gletschern deutlich von den Realp-äquivalenten Ablagerungen getrennt. Die Moränen kleinerer Gletscher liegen relativ nahe bei jenen des Stadiums Realp. Sie sind aber im allgemeinen formfrischer und teilweise grobblockiger.

Das Garschenstadium des Tiefen- und Sidelengletschers ist mindestens zweigliedrig. Auch an anderen Stellen, wie z.B. bei "Rossmettlen-Rossplatten" ist diese jüngere Vergletscherungsphase durch mehrere Vorstösse gekennzeichnet. Bezüglich 1850 konnten für diese Gletscherstände des Garschenstadiums folgende Schneegrenzdepressionen berechnet werden:

	GWL (müM)	BZN (müM)	Dep.
- Stand Ebnen (Witenwasserengletscher):	2'427	2'605	178 m
- Stand Gurschen (Gurschenfirn):	2'336	2'566	230 m
- Stand Oberalp (Schijenstockgletscher):	2'429	2'600	171 m
- Stand Sunnsbiel (Unteralpgletscher):	2'509	2'622	123 m

Aufgrund der Depressionswerte können alle diese Stände mit dem Egesenstadium der Ostalpen parallelisiert werden. MAISCH (1981, S. 151) hat das Egesenstadium im Raume Mittelbünden in drei verschiedene Phasen gegliedert. Für den Egesenmaximalstand hat er Schneegrenzdepressionen zwischen 170 und 236 m (im Mittel 207 m) berechnet.

Die Depressionswerte für den Bocktentällistand (2. Phase Egesen) liegen zwischen 103 und 143 m, jene des Kromerstandes (letzter Egesenvorstoss) betragen 60 - 87 m.

Die Stände "Ebnen", "Gurschen" und "Oberalp" können aufgrund der Schneegrenzdepressionswerte somit dem Egesenmaximalstand, der Stand "Sunnbsiel" dem Bocktentällistand zugeordnet werden.

2.1.6 Die nächste Grössenordnung: Spätglaziale Gletscher, die über das Urserental hinausreichten

Die Vergletscherungen während des Egesen- und Daunstadiums haben hauptsächlich in den kleineren und grösseren Seitentälern des Urserentales stattgefunden. Moränen eines nächstälteren Stadiums habe ich im Haupttal gesucht.

Nach FEHR (1926k) hat der Haupttalgletscher an den Talflanken des Urserentals mehrere Moränen abgelagert. Diese Wälle konnten aber alle als Verwerfungslinien junger Krustenbewegungen oder als strukturbedingte Verflachungen erkannt werden (vgl. Abb. 10). Eine Seitenmoränenablagerung des Haupttalgletschers, der über das Urserental hinausreichte, ist meiner Meinung nach zumindest auf der linken Talseite bis gegen "Bätzberg" gar nicht möglich. Ein Gletschervorstoss eines selbständigen Haupttalgletschers über die Schöllenen Schlucht hinaus, muss gegenüber dem Stadium Realp eine beträchtlich tiefere Schneegrenze aufweisen. Eine solche Schneegrenzdepression hätte aber eine gesamte Vergletscherung der linken Talflanke zur Folge, denn bereits während des Stadiums von Realp war dieses Gebiet fast durchwegs bis zur Trogschulter vereist. Einzelne Zungen reichten bei "Richlerental" und "Grosstal" bis 1'700 m.ü.M. hinunter (vgl. Karte im Anhang).

Eisrandablagerungen eines Gletscherstandes, der über das Urserental hinausreichte, mussten somit an solchen Stellen gesucht werden, wo eine Vergletscherung der linken und rechten Talflanken nicht möglich war. Diese Bedingung ist hauptsächlich dort erfüllt, wo die Bergketten des Urserentales deutlich unter 2'500 m.ü.M. absinken und als Nährgebiet ausser Betracht fallen.

Zwei gut erhaltene Ufermoränen auf der "Mittler Egg" bei der Bergstation Skilift Winterhorn zeigen sehr schön die Konfluenz eines Urserentalgletschers mit jenem des Gotthardtales (vgl. Abb. 12). Die Seitenmoräne des Urserentalgletschers bei 1'930 m.ü.M. belegt mindestens 400 m Eismächtigkeit bei Hospental.



Abb. 10: Linke Talseite des Urserentales
Strukturbedingte Verflachungen und talachsenparallele
Störungen, die auf holozäne Krustenbewegungen zurück-
zuführen sind.

Eine weitere Eisrandablagerung dieses Standes konnte bei "Bätzberg" (1'800 m.ü.M.) nordwestlich von Andermatt gefunden werden. Sie bezeugt dort noch eine Eismächtigkeit von ca. 370 m. Die Seitenmoräne Bätzberg verläuft in einem spitzen Winkel zu talparallelen Störungen, die auf holozäne Krustenbewegungen zurückzuführen sind. Messungen mittels Hammerschlagseismik bestätigten, dass der Wall eindeutig aus Lockermaterial aufgebaut ist.

Die Seitenmoränenansätze bei "Mittleregg" (1960 - 1930 m.ü.M.) und bei "Bätzberg" (1'800 m.ü.M.) belegen, dass die mittlere Schneegrenze zur Zeit dieses Standes nicht tiefer gelegen haben kann, als 1'960 m.ü.M. Seitenmoränen können sich nämlich erst im Zehrgebiet bilden (LICHTENECKER 1938). Um 1850 lag die Schneegrenze bezogen auf alle Gletscher des Urserentales zwischen 2'630 und 2'660 m.ü.M. Gegenüber 1850 zeigt also der Stand "Mittleregg-Bätzberg" eine Schneegrenzdepression an, die nicht grösser als 700 m ist. Wieweit dieser Gletscher aber noch bis ins Urner Reusstal reichte, kann nicht mit Sicherheit bestimmt werden.

Für eine mögliche Zuordnung sollen nun kurz die bereits bekannten und in der Literatur beschriebenen Gletscherstände im Urner Reusstal besprochen werden.



Abb. 11: Das Urserental mit den Eisrandablagerungen bei "Mittleregg" und "Bätzberg"



Abb. 12: Moränenrelikte eines Urseren- und eines Gotthardtalgletschers bei "Mittleregg"

Stadium Göschenen (Göschener-Talgletscher) (HANTKE 1958/1980, S. 352)

Nach HANTKE (1980) ist das Stadium Göschenen gegeben durch Seitenmoränen nördlich des Göscheneralpsees, einer Seitenmoräne eines vereinten Göschener- und Voralpgletschers bei "Golderen" und einem Zungenende bei ca. 1'100 m in Göschenen. HANTKE (mdl. Mitt.) parallelisiert diesen Stand mit dem daunäquivalenten Stadium Realp, obwohl das Zungenende hier rund 400 m tiefer liegt. Wegen der insgesamt rund 200 m höheren Bergketten sind die Göscheneralp und das Voralptal heute noch wesentlich stärker vereist als das Urserental. Auch um 1850 reichten dort die meisten Gletscherzungen ca. 200 m tiefer. Man kann sich also gut vorstellen, dass der Göschnergletscher während des Stadiums Realp bis nach Göschenen vorgestossen ist. Eine Schneegrenzberechnung für dieses Stadium mit der d/2 Methode (ZIENERT 1965/1970) ergibt eine Depression von ca. 430 m gegenüber 1850.

Für das Stadium Realp wurde mit der Flächenteilungsmethode eine Depression von ca. 300 m berechnet (vgl. Kap. 2.1.1). Mit der einfachen d/2 Methode erhält man für dieses aber ebenfalls einen höheren Wert von 380 m. Es sprechen also keine zwingenden Gründe gegen eine Parallelisierung des Göschener- mit dem Realp-Stadium.

Das Stadium Wassen (HANTKE 1958/1980, S. 343)

Dieses Stadium wird belegt durch eine stirnnahe Seitenmoräne südwestlich von Wassen. Die Moränenablagerungen sind dort durch die Eisenbahnlinie durchschnitten. Nach HANTKE hat sich der Meienreussgletscher hier noch mit dem Reussgletscher vereinigt. Das Zungenende des Reussgletschers lag ungefähr beim "Pfaffensprung" unterhalb von Wassen (800 m.ü.M.).

Ob die Seitenmoränen im Urserental ("Mittleregg" und "Bätzberg") mit dem Wassenstadium in Verbindung gebracht werden dürfen, geht aber nicht klar hervor. Sicher hat der Göschener-Talgletscher mehr Eis zum Stadium Wassen beigetragen als der Urserengletscher, denn noch während des Stadiums von Realp lag der äquivalente Eisstrom des Göschener Tales viel näher bei Wassen als jener des Urserentales (Distanz Realp-Wassen/Pfaffensprung 17 km, Distanz Göschenen-Wassen/Pfaffensprung 5,5 km). Auffallend sind auch die grossen Schneegrenzdepressionsunterschiede zwischen den Stadien Göschenen-Wassen einerseits und Realp-Wassen andererseits. Wenn man sie mit der d/2 Methode (ZIENERT 1965, 1970) berechnet ergeben sich folgende Werte:

Zungenhöhe

Stadium Göschenen: 1'100 m.ü.M.

Stadium Wassen: 800 m.ü.M.

Schneegrenzdepression des Stadiums Wassen bezüglich des Stadiums Göschenen 150 m

Stadium Realp: 1'530 m.ü.M.

Stadium Wassen: 800 m.ü.M.

Schneegrenzdepression des Stadiums Wassen bezüglich des Stadiums Realp 365 m

Weil die daunäquivalenten Moränen von Göschenen viel näher bei Wassen liegen als die Daunmoräne von Realp, ist es durchaus wahrscheinlich, dass das Stadium Wassen einem Gletschervorstoss entspricht, bei dem nur der Göschenergletscher beteiligt war.

In diesem Zusammenhang muss auch erwähnt werden, dass in der Moräne von Wassen nur Erratiker des Aaremassivs gefunden wurden, diese können aber sowohl aus dem Göschener- als auch aus dem Urserental stammen.

Eine definitive Zuordnung des Stadiums Wassen zum Ostalpinen System bereitet etliche Schwierigkeiten; geht man nämlich vom daunäquivalenten Stadium Realp (Schneegrenzdepression bz. 1850 = 260-310 m) aus, ergibt sich für das Stadium Wassen eine Schneegrenzdepression von rund 625 - 675 m (260-310 m/BZN 1850 + 365 m Depressionsunterschied Realp-Wassen).

Aufgrund dieses Wertes würde das Stadium Wassen dem Gschnitzstadium der Ostalpen entsprechen (vgl. Kap. 1.2).

Nimmt man aber an, dass die Moräne bei Wassen nur vom Göschenertalgletscher abgelagert wurde, könnte sie eher dem Clavadelstadium zugeordnet werden. Der mit der d/2 Methode berechnete Depressionsunterschied zwischen dem daunäquivalenten Stadium Göschenen und jenem von Wassen beträgt nämlich etwa 150 m. Nach MAISCH (1981) lag die Schneegrenze zur Zeit des Clavadelstadiums etwa 120 m tiefer als zur Zeit der Daun-Kaltphase.

Falls das Stadium Wassen tatsächlich dem Clavadelstadium des Göschenertalgletschers entspricht, sollten auch äquivalente Ablagerungen des Urserengletschers vorhanden sein. Zwischen Realp und Wassen sind aber keine weiteren Eisrandablagerungen mehr erhalten, die diese Annahme stützen könnten. Die Zuordnung bleibt letztlich also offen.

Stand Felli (Fellitalgletscher) (SCHINDLER 1972, S. 401)

Der Stand Felli (Fellitalgletscher) wird belegt durch mächtige Moränenablagerungen bei der Einmündung des Fellitals ins Reusstal. Aufgrund der Lage könnten diese Moränen dem Stadium Wassen entsprechen. Sicher kann er nicht älter sein, denn bei einem gegenüber "Wassen" nächstälteren Stadium wäre die Lokalität "Felli" noch vollständig vom Eis des Reussgletschers bedeckt gewesen.

Lockermaterialablagerungen von Intschi (BRUECKNER in PENCK + BRUECKNER 1909, S. 632, SCHINDLER 1972, S. 402 ff, HANTKE 1980, S. 343)

Die Moränenablagerungen bei Intschi wurden erstmals von BRUECKNER (in PENCK + BRUECKNER 1909) erwähnt. Er beschreibt Moränen, die bei Intschi eine "alte Reusschlucht" füllen. Gemeint sind wahrscheinlich die Ablagerungen von "Hinterried". Offenbar waren BRUECKNER aber diese Wallreste zu wenig eindeutig, um das Gschnitzstadium bei Intschi festzulegen, sonst hätte er nicht geschrieben: "trotz der Spärlichkeit der Reste glaube ich, zwischen Amsteg und Wassen das Ende des Reussgletschers während des Gschnitzstadiums annehmen zu müssen."

Weitere Lockermassen wurden vor allem von SCHINDLER (1972) erwähnt. Er berichtet, dass beim Bau des Autobahntunnels Intschi 2 nordöstlich von Intschi bis zu 40 m mächtige Ablagerungen festgestellt werden konnten. SCHINDLER hat diese als Moränen gedeutet. An der Grenze Fels/Lockermaterial, 40 m unter der Oberfläche, konnte er ein Holzstück finden und datieren. Das 14C-Datum dieses Holzes von $10'480 \pm 90$ BP fällt in die Jüngere Dryaszeit. Dieses Alter ist aber, wenn man es als Maximalalter für die Moräne interpretiert, für einen Vorstoss des Reussgletschers bis Intschi wesentlich zu jung.

Mindestens drei 14C-Daten aus dem Gotthardgebiet sprechen dafür, dass die Gletscher bereits um $10'000$ BP bis auf eine Höhenlage von ca. $2'000$ m.ü.M. abgeschmolzen waren (vgl. Kap. 2.1.2, 2.2, 2.3.4). Im Moor Höhenbiel (Witenwasserental $1'980$ m.ü.M.) konnten sogar organische Sedimente festgestellt werden, die ausgangs Jüngerer Dryas abgelagert wurden. Der Reussgletscher kann also während dieser Zeit kaum bis Intschi vorgestossen sein.

Aufgrund des 14C-Datums von $10'480 \pm 90$ BP können die Lockermassen nordöstlich Intschi also nicht als Moränenablagerungen des Reussgletschers interpretiert werden. Ein Gletscherstand bei Intschi würde nämlich ungefähr dem Gschnitzstadium der Ostalpen entsprechen. Dieses wird von PATZELT (1980) um $13'000$ BP eingeordnet. Nach SUTER (1981, S. 87) dürfte das Gschnitzstadium sogar noch älter sein. Er konnte für den clavadeläquivalenten Cinuoschel-Stand (Oberengadiner Gletscher) ein Mindestalter von $13'850 \pm 490$ BP belegen.

Da Aufschlüsse und Bohrungen, die während des Autobahnbaus vorhanden waren, nicht mehr zur Verfügung standen, wurde die Oberfläche dieser Ablagerungen nochmals genau studiert. Dabei konnten im Walde unterhalb von "Oberintschi" grosse Mengen von eckigen, kristallinen Blöcken sehr ähnlicher lithologischer Zusammensetzung (Gneise und Schiefer des Altkristallins, Aaremassiv) festgestellt werden. Erratika wurden innerhalb dieser Blockflur keine gefunden. Auch eine Exkursion mit R. HANTKE führte zum Ergebnis, dass die genannte Ablagerung kaum als Stirnmoräne angesehen werden kann. Insgesamt sprechen also drei Gründe gegen eine Moränenablagerung nordöstlich Intschi: das eckige und lithologisch nur lokal zusammengesetzte Material, die Form der Ablagerung und das 14C-Datum von $10'480 \pm 90$ BP.

Meiner Meinung nach ist ein Felssturz mit einer Abrissnische zwischen $1'200$ und $1'300$ m.ü.M. nordwestlich Oberintschi zumindest die wahrscheinlichere Erklärung für die Ablagerung dieser Lockermassen.

Aufgrund von Seeablagerungen weiter südlich nimmt SCHINDLER (1972) ein ca. $2,4$ km langes und gut 50 m tiefes Staubecken an, das sich hinter der "Stirmoräne Intschi" bildete. Ein Felssturz, der die Reuss vorübergehend staute, kann die $3 - 4,5$ m mächtigen tonigen und feinsandigen Silte mit Warven von $2 - 5$ mm aber ebenso gut erklären wie die von SCHINDLER angenommene Stirnmoräne.

Mit pollenanalytischen Untersuchungen konnten WELTEN und MARKGRAF (in SCHINDLER 1972, S. 405) in diesen Seesedimenten beim "Langlaur Tunnel" eine Pioniervegetation des Spätglazials feststellen. Aufgrund der reichlichen Baumpollen von Föhre und Birke vermuten sie eine Ablagerung in den Abschnitten Alleröd, Jüngere Dryas oder zu Beginn des Präboreals, wobei die erfassten Erscheinungen nach ihrem Charakter am ehesten in die Jüngere Dryas gehören. Das datierte Holzstück ($10'480 \pm 90$ BP) aus den Ablagerungen vom Tunnel Intschi 2 stimmt also zeitlich einigermaßen mit den Seesedimenten beim Langlaurtunnel überein.

Eine weitere Möglichkeit für eine Stauung der Reuss bei Intschi zieht HANTKE (1980, S. 343) in Erwägung:

"Noch in der Jüngeren Dryaszeit fuhren bei einer gegenüber heute um 500 m tiefer gelegenen Schneegrenze Lawinen von der übersteilen Pyramide des Bristenstocks (3'072 m) durch Bristlaur, Langlaur und Teiftal nieder, stauten die Reuss auf und veranlassten sie zur Eintiefung von Rinnen. Noch heute bleibt schuttreicher Lawinenschnee in schneereichen Jahren oft bis in den Herbst hinein liegen. Die bis 50 m tiefen Staubecken, die von Silten, Sand und Kies, lokal mit deutlicher Schrägrichtung aufgefüllt wurden, sind daher eher von Lawinenschutt als von einer Stirn- moräne gestaut worden."

Diese Erklärung von HANTKE ist sehr einleuchtend.

Ob ein Bergsturz, Schnee- und Eismassen vom Bristenstock oder sogar eine Kombination von beiden die Reuss gestaut haben, lässt sich wahrscheinlich kaum genau abklären. Sicher ist hingegen nur, dass die Reuss nordöstlich von Intschi um $10'500$ BP nicht durch eine Stirn- moräne des Reussgletschers gestaut werden konnte.

Da die Schuttmassen beim Autobahntunnel Intschi 2 nicht mehr als Moränen betrachtet werden können, bleiben nur noch die Locker- materialablagerungen bei "Hinterried" (BRUECKNER in PENCK + BRUECKNER 1909), die auf ein Gletscherstadium Intschi hinweisen.

Nach R. HANTKE (mdl. Mitt.) ist es vertretbar, diese Ablagerungen allenfalls als "Abschmelzstand" des Reussgletschers zu deuten. Da aber neben den Schuttmassen von "Hinterried" keine weiteren eindeutigen Belege für einen Gletschervorstoss dieser Grössenordnung vorhanden sind, glaube ich, dass das Stadium Intschi in seiner gletschergeschichtlichen Bedeutung nur noch einen kleinen Stellenwert besitzt.

Bergsturzablagerungen bei Bielenhofstatt, südlich von Erstfeld

Dieser Bergsturz wird bereits von BRUECKNER (in PENCK + BRUECKNER 1909, S. 632) erwähnt. Interessant ist diese Trümmermasse, weil sie fast ausschliesslich aus "Brocken von Malmkalk" besteht (SCHINDLER 1972, S. 401), obwohl beide Talflanken aus Kristallin gebildet sind. Das Bergsturzmateriel muss deshalb hoch oben im Windgällengebiet abgebrochen sein, wo Kalk ansteht. Da SCHINDLER

in den Bohrungen durch den Bergsturzhügel auch dünne Lagen von Moränenmaterial mit viel Kristallinanteil feststellte, vermutet er, dass der Felssturz auf die Gletscherstirn des ehemaligen Reussgletschers aufgeprallt ist und von diesem noch etwas verschleppt wurde. Diese Ablagerungen entsprechen also kaum einem klimatisch bedingten Vorstoss des Reussgletschers.

Das Stadium Attinghausen (HANTKE 1978, S. 376, 1980, S. 342)

Ein Gletscherstand, der ungefähr auf der Linie Attinghausen-Schatt-dorf stirnte, wird belegt durch einen eindeutigen und markanten Eisrand bei "Hüseriberg-Ackerberg" südlich von Attinghausen.

Zur Zeit dieses Stadiums sind noch sämtliche Seitentalgletscher südlich der Linie Attinghausen-Schatt-dorf ins Urnerreusstal vorge-stossen und haben einen gemeinsamen Eisstrom gebildet.

Die Moräne "Hüseriberg" ist zusammengesetzt aus kristallinem Erra-tikum sowie aus Gesteinen des Helvetischen Mesozoikums. Der hohe Anteil an Kalken beweist eindeutig, dass auch ein Gletscher aus dem Erstfeldertal am Attinghausenstadium mitbeteiligt war, denn diese Gesteine können nur von der linken Seite dieses Tales stammen.

Eine Schneegrenzberechnung mit der Flächenteilungsmethode (2:1) konnte beim Reussgletscher nicht durchgeführt werden, da die Un-sicherheiten wegen des ausgedehnten Eisstromnetzes zu gross ge-wesen wären. Hingegen wurde versucht, die Gleichgewichtslinie des wesentlich kleineren Erstfeldertalgletschers zu bestimmen. Das Bezugsniveau 1850 wurde beim Glattalfirn mit 2'530 m.ü.M. be-rechnet. Die Schneegrenzl原因ie eines Eisstromes aus dem Erstfelder-tal, der nur bis Erstfeld reichte, liegt bei ca. 1'860 m.ü.M. Dies ergibt eine Depression von 670 m. Wird der Erstfeldertalgletscher als Teilstrom des Reusseises bis Attinghausen verlängert, liegt die Gleichgewichtslinie bei 1'810 m.ü.M. Die Depression beträgt dann rund 720 m. Da aber auch bei der Abgrenzung des Erstfelder-talgletschers einige Unsicherheiten bestehen, müssen diese Berech-nungen mit etwas Vorsicht betrachtet werden.

Deshalb kann auch keine eindeutige Zuordnung zu den ostalpinen Stadien erfolgen. Obwohl der Reussgletscher während des Stadiums Attinghausen noch Zuflüsse aus verschiedenen Seitentälern erhielt, ist eine Gletscherausdehnung bis Attinghausen für ein gschnitz-äquivalentes Stadium wahrscheinlich zu gross. Die Distanz zwischen dem vermutlich clavadeläquivalenten Stadium Wassen und jenem von Attinghausen beträgt nämlich etwa 18 km. Deshalb dürften die Mo-ränen bei "Hüseriberg" eher dem Steinach- oder einem noch älteren Stadium entsprechen. Die berechneten Schneegrenzdepressionen des Erstfeldergletschers sprechen eher für eine Zuordnung zum Stei-nach-Stadium. Dies würde bedeuten, dass im Urnerreusstal Moränen eines gschnitzäquivalenten Stadiums nicht erhalten geblieben sind.

Die Ufermoränen "Mittleregg-Bätzberg" im Urserental können wahrscheinlich auch nicht mit dem Stadium Attinghausen in Verbindung gebracht werden, denn es ist unwahrscheinlich, dass ein Gletscher, der bis Attinghausen reichte, bereits im Urserental Seitenmoränen ablagern konnte.

Das Stadium Gersau-Ibach (HEIM 1894, HANTKE 1980, S. 319)

Das nächstältere Stadium befindet sich zwischen Gersau und Brunnen, ca. 18 km von Attinghausen entfernt. Zwischen "Chindle" und "Schwibogen" quert hier eine subaquatische Moräne den Vierwaldstättersee (HEIM 1894, HANTKE 1980, S. 319). Während dieses Stadiums reichte ein weiterer Arm des Reussgletschers bis Ibach.

2.1.7 Die Gliederung des Spätglazials im Urnerreusstal

Die aufgezeigten Vergleiche mit dem Ostalpensystem müssen vorderhand mit grosser Vorsicht betrachtet werden. Für die Korrelation mit dem Egesen- und Daunstadium konnten mit Hilfe von Schneegrenzberechnungen und morphologischen Untersuchungen die nötigen Voraussetzungen erarbeitet werden. Bei der Zuordnung der älteren Stadien fehlen aber bereits wichtige Grundlagen, so dass verschiedene Fragen ungeklärt bleiben. Deshalb ist es sicher besser, wenn für das Urnerreusstal vorderhand eine eigene Gliederung vorge schlagen wird:

1. Stadium Garschen, egesenäquivalent
SG-Depression der Maximalstände: 171 - 230 m /BZN 1850
2. Stadium Realp und Göschenen (Göschenertalgletscher),
daunäquivalent
SG-Depression: 260 - 315 m /BZN 1850
3. Stadium Wassen
SG-Depression: 450 m /BZN 1850 ?
4. Stadium Attinghausen
SG-Depression: 670 - 750 m /BZN 1850 ?
5. Stadium Gersau-Ibach
SG-Depression: ?

2.2 Spätglaziale Gletscherstände im Einzugsgebiet des Vorderrheins (Oberes Tavetsch)

Im Oberen Tavetsch wurden die Täler Maighels, Curnera, Val und Giuf untersucht. Die spätglazialen Gletscherstände des Maighelsgletschers wurden bereits von M. FRIES (1977) beschrieben. Seine Kartierungen habe ich in meiner Arbeit miteinbezogen.

2.2.1 Spätglaziale Gletscherstände des Maighels- und Curnera-gletschers (vgl. Karte im Anhang und Abb. 13)

Aufgrund der Abfolge können die Moränen dieser Täler zwei Stadien zugeordnet werden:

- a) Während des älteren Stadiums ist der Curneragletscher zusammen mit einem Lappen des Maighelsgletschers bis auf die Höhe von "Selva" vorgestossen. Ueber den Transfluenzpass "Lais da Maighels" reichte eine zweite Zunge des Maighelsgletschers noch bis "Plaun Pardatsch". Von Westen her erhielt diese noch Zuschuss aus den Karen der Six Madun-Pazolastock-Kette.
- b) Während des jüngeren und letzten spätglazialen Stadiums reichte ein Arm des Maighelsgletschers noch knapp über den Transfluenzpass "Lais da Maighels" und lagerte dort mehrere Moränen ab. Die Haupteismassen flossen durch die Val Platta gegen den heutigen "Lai da Curnera" ab und vereinigten sich dort mit dem Curneragletscher. Der heutige Stausee verunmöglichte leider die Suche nach entsprechenden Moränen.

2.2.1.1 Das Selva-Plaun Pardatsch-Stadium (vgl. Karte im Anhang und Abb. 13)

Das Stadium Selva wird belegt durch zwei Seitenmoränen bei "Surpalits" südwestlich Selva. Aufgrund des Wallverlaufs muss angenommen werden, dass der äussere Stand noch knapp über Selva hinausreichte. Die innere Moräne bei "Surpalits", welche etwas steiler verläuft als die äussere, belegt einen zweiten Vorstoss während dieses Stadiums.

Die Endmoränen des Stadiums "Plaun-Pardatsch" sind teilweise gut erhalten geblieben. Bis zu vier nahe beieinanderliegende Endmoränenwälle zeigen, dass der Gletscher dort längere Zeit oszillierte. Wie bei Selva zeichnen sich auch hier noch innere Stände ab, denn in der geschützten Lage bei "Tgatlems" können vier weitere kleine, aber gut erhaltene Endmoränenwälle erkannt werden.

Für die äussersten Stände des Selva-Plaun Pardatsch Stadiums wurde eine Schneegrenze von 2'331 m berechnet. Bei einem zugehörigen Bezugsniveau von 2'634 m ergibt sich somit eine Depression von 303 m.



Abb. 13: Spätglaziale Gletscherstände im Oberen Tavetsch
---- Stadium Selva-Plaun Pardatsch Stadium Lais da Maighels
Aufnahme: Photo Swissair

Aufgrund dieses Depressionsbetrages können diese Moränen mit dem Stadium Realp und mit dem Daunstadium der Ostalpen parallelisiert werden.

Im Moor "Plidutscha" (2'150 m.ü.M., Koordinaten: 659 050 / 165 650) konnte innerhalb der Stände Plaun Pardatsch eine Basisprobe entnommen und datiert werden. Das 14C-Alter beträgt $10'325 \pm 130$ BP (UZ-167) und reicht bis in die Jüngere Dryas. Dieses Moor wurde ausserdem von KUETTEL (in Vorbereitung) pollenanalytisch untersucht. Gemäss seinen Angaben (mdl. Mitt.) hat die organische Sedimentation aber erst gegen Ende der Jüngeren Dryas eingesetzt. Deshalb hat er mich darauf hingewiesen, dass das Datum von $10'325 \pm 130$ BP im Vergleich zur Pollenanalyse möglicherweise etwas zu alt sei. Ein Mindestalter von ca. $10'000$ BP für die Stände Plaun Pardatsch kann aber auch aufgrund der pollenanalytischen Befunde angenommen werden. MAISCH (1981, S. 147 ff) konnte im Albulagebiet (Moor Crap Alv) anhand pollenanalytischer Befunde nachweisen, dass das Daunstadium älter sein muss als das Alleröd-Interstadial. Das Datum der Probe aus dem Moor Plidutscha ist also im Vergleich zu den Untersuchungen von Maisch um mindestens $1'000$ Jahre zu jung.

2.2.1.2 Das Lais da Maighels-Stadium

Auf dem Transfluenzpass "Lais da Maighels" können mehrere Moränenstadien erkannt werden. Während einer ersten Phase floss ein Gletscherlappen noch über den Pass hinaus, während zwei bis drei jüngere Vorstösse nur noch knapp die Höhe der Maighelsseen erreichten. Die Haupteismassen dieses Stadiums stiessen allerdings durch die Val Platta Richtung Lai da Curnera vor.

Wegen der unsicheren Abgrenzung des ehemaligen Zungenbereiches wurden keine Schneegrenzen berechnet. Da der Maighelsgletscher während des Lais da Maighels-Stadiums eine deutlich geringere Ausdehnung erreichte als zur Zeit der Selva-Plaun Pardatsch Kaltphase, ist es vertretbar, diese Stände mit dem Garschenstadium (egesenäquivalent) im Urserental zu parallelisieren, denn dieses ist distanzmässig ebenfalls deutlich vom Stadium Realp (daunäquivalent) abgesetzt.

Die Datierung einer Torfbasisprobe bei Lais da Maighels (2'240 m.ü.M., Koordinaten: 695 500 / 164 500) ergab ein 14C-Alter von $8'925 \pm 125$ BP (UZ-170). Dieses Datum kann wiederum als Mindestalter für das Lais da Maighels-Stadium angesehen werden. Allerdings muss angenommen werden, dass diese Stelle viel früher eisfrei war, denn die Datierung der Torfbasisprobe aus dem Moor Höhenbiel (Witenwasserental) ergab ein 14C-Alter von $9'730 \pm 120$ BP. Dieses Datum gilt als Mindestalter für das Lais da Maighels-äquivalente Garschenstadium des Urserentales.

2.2.2 Spätglaziale Gletscherstände in der Val Giuv und der Val Val (vgl. Karte im Anhang und Abb. 13 und 14)

Am Ausgang der Val Giuv zeigen sich deutlich zwei Moränengruppen, die sich in bezug auf den Erhaltungszustand eindeutig voneinander unterscheiden.

Die Moränen des Stadiums Giuv sind stark überformt. Auf der linken Talseite westlich Giuv ist nur ein kurzer Wallrest erhalten geblieben. Auf der rechten Seite sind teilweise zwei Wälle erkennbar.

Sehr viel frischer ist der Erhaltungszustand des mehrgliedrigen und jüngeren Stadiums Mulinatsch (vgl. Abb. 14). Innerhalb von 800 Metern wurden sechs verschiedene Endmoränen abgelagert, die auf mindestens ebensoviele Gletschervorstösse hinweisen. Der linke Hauptwall ist sehr mächtig, markant und spitzgratig. Er erscheint teilweise als Doppelwall. Auffallend ist auch die Zunahme der Blockigkeit von den äusseren zu den inneren Ständen. Die Ufermoränen auf der rechten Talseite sind insgesamt etwas schlechter erhalten und erscheinen eher als Eisrandterrassen.



Abb. 14: Spätglaziale Moränen des Stadiums Mulinatsch (Val Giuv)

Aufgrund der beschriebenen morphologischen Merkmale ist es vertretbar, die Stände Giuv und Mulinatsch voneinander zu trennen, obwohl sie sehr nahe beieinander liegen.

In der Val Val habe ich eine ganz ähnliche Moränenabfolge erkannt wie in der Val Giuv. Westlich "Scharinas" können nahe beieinander zwei Ufermoränen eines äusseren Stadiums Tschamut festgestellt werden. Zugehörige Endmoränen sind aber im steilen Gelände unterhalb "Scharinas" nicht erhalten geblieben. Die Zunge dieses ehemaligen Val Val-Gletschers dürfte bis westlich Tschamut gereicht haben. Drei bis vier innere Stände, die wegen der analogen Abfolge dem Stadium Mulinatsch entsprechen dürften, werden in der Val Val durch Endmoränen zwischen 1'600 und 2'000 m.ü.M. belegt.

Die spätglazialen Gletscherstände in den Tälern Giuv, Val, Maighels und Curnera können aufgrund des morphologischen Erscheinungsbildes und der relativen Abfolge in zwei Stadien gegliedert werden. So ist es meiner Meinung nach vertretbar, die Moränen der älteren Stadien Giuv, Tschamut und Selva-Plaun Pardatsch miteinander zu parallelisieren und mit dem daunäquivalenten Stadium Realp gleichzusetzen. Die jüngeren Ablagerungen bei Mulinatsch und in der Val Val entsprechen mit grosser Wahrscheinlichkeit dem egesen- und garschenäquivalenten Stadium Lais da Maighels.

Nachzutragen wäre noch, dass auch für die Gletscherstände in den Tälern Giuv und Val Schneegrenzberechnungen durchgeführt wurden. In beiden Tälern wurden dabei extrem hohe Werte berechnet:

Für den Maximalstand Mulinatsch wurde bei der ersten Berechnung eine Depression von 390 m bestimmt (BZN 2'705 m, GWL 2'315 m). Die SG-Depression des äussersten Standes Val Val betrug ca. 300 m (BZN ca. 2'700 m, GWL 2'402 m). Eine zweite Rekonstruktion dieser Gletscher mit sehr schmalen, eher unrealistischen Gletscherzungen ergab für den Stand Mulinatsch immer noch einen Wert von 286 m und für den äussersten Stand Val Val einen solchen von 188 m.

Beide Täler werden bis zu der Mündung ins Haupttal von sehr hohen Bergkämmen umgeben, die durchschnittlich Höhen von 2'800 - 3'000 m.ü.M. erreichen. Die Flüsse der Val Giuv und der Val Val haben sich sehr tief in diese Bergketten eingeschnitten, so dass sehr steile, bis 900 m hohe Talflanken entstanden. Auf eine Horizontalstrecke von 1'000 m ergeben sich teilweise Höhendifferenzen von 800 m und mehr. Während des Spätglazials konnten sich deshalb gewaltige Eis- und Schneelawinen loslösen. Sie haben zweifellos die Gletscher stark genährt. Dieser Anteil kann aber bei der Flächenteilungsmethode nicht objektiv erfasst werden. Die Depressionwerte, die für die Gletscherstände der Val Giuv und Val Val berechnet wurden, dürfen deshalb für die Korrelation mit anderen Gletscherständen nicht berücksichtigt werden. Sonst müsste beispielsweise das Stadium Mulinatsch für älter erklärt werden als jenes von Selva. Morphologie und Moränenabfolge sprechen aber eher für das Gegenteil.

2.3 Spätglaziale Gletscherstände im Einzugsgebiet des Ticino (Bedrettototal)

2.3.1 Das Stadium Airolo (vgl. Karte im Anhang)

Der äusserste Stand, der sich im Bedrettototal rekonstruieren lässt, zeichnet sich auf der orographisch linken Seite bei Airolo südlich Valle durch eine Eisrandterrasse ab. Gleichzeitig hat auch ein Gletscher aus der Val Canaria zwischen "Valle und Madrano" ein sehr schönes Zungenbecken gebildet. Da die Eisrandterrasse mit Erratika aus dem Bedrettototal nur auf einer kleinen Strecke gut erhalten ist, wurde nach weiteren Relikten gesucht, welche diesen Gletscherstand noch besser bestätigen sollten. Oberhalb "Bedrina" auf der linken Talseite westlich Airolo fand sich mächtiger Moränenschutt. Allerdings ist diese Moräne nirgends deutlich wallartig vom Hang abgesetzt. Auf der orographisch rechten Seite konnten keine deutlichen Moränenreste gefunden werden. R. HANTKE hat mich aber auf einer gemeinsamen Exkursion darauf aufmerksam gemacht, dass sich dort früher ein deutlicher Eisrand abgezeichnet hätte. Durch die kürzlich erfolgten Strassen- und Autobahnbauten sei dieser aber zerstört worden.

Zur Zeit des Stadiums Airolo hatte der Bedrettogletscher noch Eisverbindung mit sämtlichen grösseren Karräumen des Bedrettotales. Einzig die Gletscher aus den kleineren Karen "Pozzuolo", "Comasnè" und "Fieud" stiessen damals nicht mehr bis zur Talsohle des Haupttales vor. Auch ein vom Gotthard her genährter Eisstrom vermochte sich bei "Foppa" mit dem Bedrettogletscher zu vereinen. Dies wird durch Moränen entlang der alten "Tremolastrasse" und einen Wallrest bei "Bosco" belegt.

Die Schneegrenze für das Stadium Airolo konnte nicht berechnet werden, da sich bei den vielen Seitengletschern zu grosse Unsicherheiten ergeben hätten. Hingegen konnte jene des Carnariagletschers, der gleichzeitig mit dem Bedrettogletscher östlich Airolo stirnte, auf 2'076 m berechnet werden. Da die Val Canaria um 1850 nicht vergletschert war, musste das Bezugsniveau geschätzt werden. Für diese Schätzung wurde auf die unmittelbar nördlich gelegenen Gletscher der Val Maighels und der Val Curnera zurückgegriffen. Diese Gletscher sind im allgemeinen NW-, N- und NE-exponiert. Da die Karräume der Val Canaria eher S-, SW- und SE-exponiert sind, kann ein Bezugswert angenommen werden, der mindestens 50 - 100 m höher liegt als jener in den Tälern Maighels und Curnera.

Beim Bezugswert von 2'634 + 100 m und einer Gleichgewichtslinie von 2'076 m beträgt die Schneegrenzdepression des Standes Airolo rund 660 m. Ein ähnlicher Depressionswert dürfte somit auch für das Stadium Airolo des Bedrettogletschers Gültigkeit haben. Aufgrund dieses Depressionsbetrages kann das Stadium von Airolo mit dem Gschnitzstadium der Ostalpen parallelisiert werden, denn nach GROSS et al (1978, S. 247) ergaben Schneegrenzberechnungen am Original-Gschnitz und an elf weiteren äquivalenten Gletscherständen Depressionswerte von 630 bis 700 m. MAISCH (1981, S. 158) hat im Raume Mittelbünden für das Gschnitzstadium Werte zwischen 600 und 630 m berechnet.

2.3.2 Das Stadium Fontana (vgl. Karte im Anhang)

In der Warmphase nach dem Stadium von Airolo schmolz der Bedretto-Gletscher zurück. Erste Seitengletscher trennten sich vom Hauptgletscher. Ein nächster Vorstoss wird durch zwei kurze Wallrelikte bei "Soria" westlich von Fontana belegt. Das Zungenende dieses Gletschers lag bei rund 1'250 m.ü.M.

Eine Schneegrenzberechnung mit der Flächenteilungsmethode erwies sich als zu schwierig, da nicht genau abgeklärt werden konnte, welche Seitengletscher noch an diesem Vorstoss beteiligt waren und welche nicht. Mit der d/2 Methode wurde aber die Depression gegenüber dem daunäquivalenten All'Acqua Stadium (Zungende bei 1'520 m.ü.M.) berechnet (vgl. 2.3.3). Sie beträgt ca. 135 m.

Während des Stadiums von All'Acqua (vgl. Kap. 2.3.3) reichte auch der Valleggia-Gletscher bis zur Talsohle (Stand Selva, Zungenende bei 1'550 m.ü.M.). Die Gletscherstirn des Gh. di Val Torta reichte bis 1'500 m.ü.M. hinunter (Stand Piano di Pescia). Diese beiden Gletscher waren mit grosser Wahrscheinlichkeit ebenfalls am Stadium von Fontana beteiligt.

Bezüglich der Stände "Selva" und "Piano di Pescia" ergeben sich für das Stadium Fontana mit der d/2 Methode ermittelte Depressionsbeträge von 150 resp. 125 m. Die beiden Werte bestätigen somit die zwischen dem Stadium All'Acqua und dem Stadium Fontana ermittelte Schneegrenzdepression von 135 m.

Während des daunäquivalenten Stadiums All'Acqua lag die Schneegrenze rund 300 m tiefer als um 1850 (vgl. Kap. 2.3.3). Für den Vorstoss Fontana kann demzufolge mit einer SG-Depression von 420 - 450 m gerechnet werden. Dieser Betrag entspricht ungefähr den Depressionswerten, die MAISCH (1981, S. 158) für das Clavadelstadium berechnet hat (SG-Depression 385 - 466 m). Für eine Zuordnung zum Clavadelstadium spricht auch, dass die Moränen bei Fontana zwischen dem gschnitzäquivalenten Stadium Airolo und dem daunäquivalenten Stadium All'Acqua liegen.

Gletscherstände im hinteren Bedretal

Legende:

-  Moränenwall
-  fossiler Blockletscher
-  Grobblockiger Gletscherstand
-  teils Blockletscherähnlich
-  Schuttflur
-  Bergpfelgrat
-  Gewässer
-  Torfbasisdaten
-  Pizzo Gallina

- A1 Stadium All'Acqua Maximalstand
- A2, A3, A4 Stadium All'Acqua 2. Phase
- M Stadium Manio
- M1 Stadium Manio Maximalstand
- C Stand Corno (grobblockig)
- 1850 Hochstand um 1850

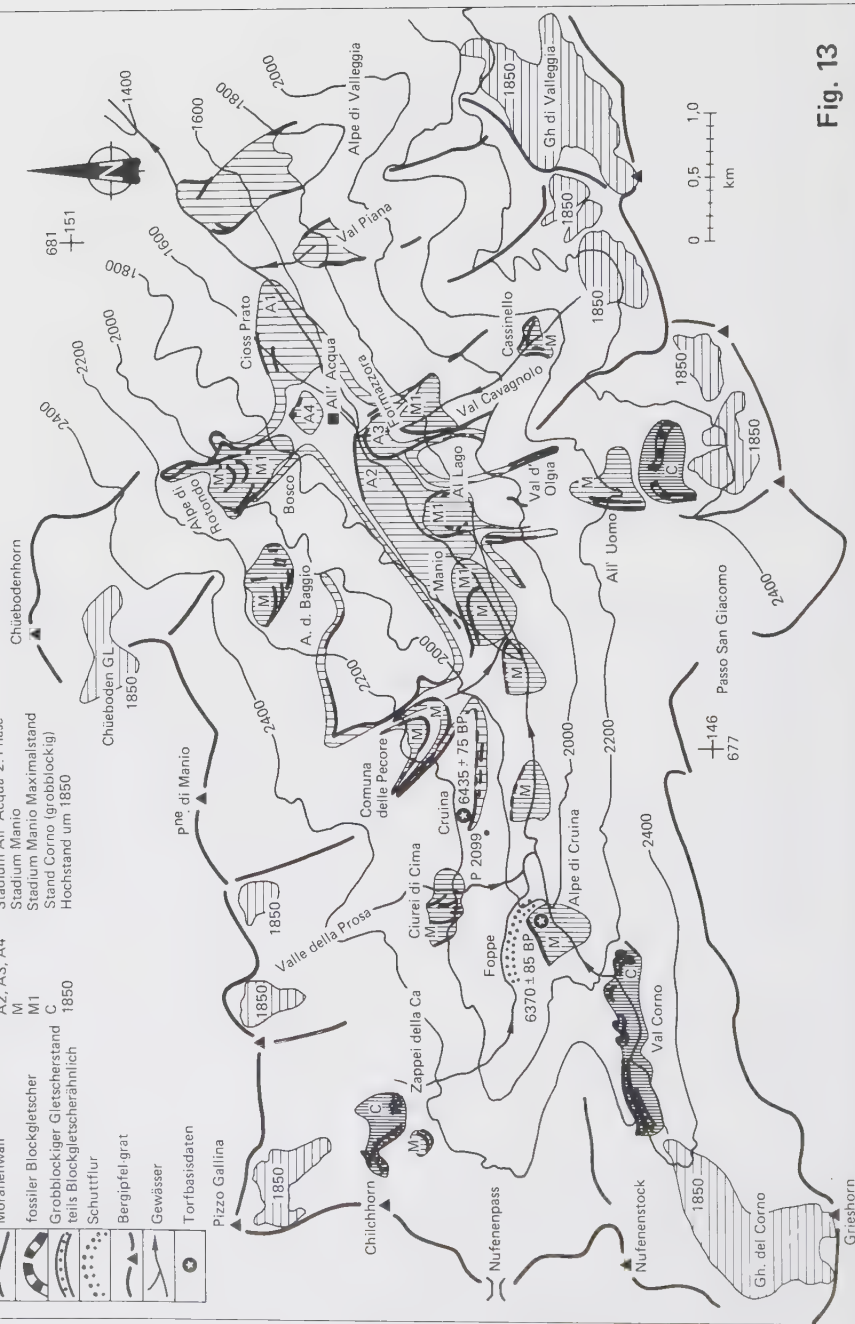


Fig. 13

2.3.3 Das Stadium All'Acqua (vgl. Fig. 13)

Während der nächsten Kaltphase stiess der Bedrettogletscher nach All'Acqua vor (A1, Fig. 13). Das Zungenende ist gegeben durch eine Seitenmoräne bei "Cioss Prato". Zur Zeit dieses äussersten Standes des All'Acqua Stadiums kam es im Stirnbereich des Bedrettogletschers noch zu zahlreichen Konfluenzen. Dabei hatten der Chüeboden- und der Cavagnogletscher wahrscheinlich mehr Anteil am äussersten Zungenbereich als der Haupttalgletscher.

Nach einer Klimabesserung schmolzen die Gletscher ab. Der Chüeboden- und der Cavagnogletscher trennten sich vom Bedrettogletscher. Während eines nächsten Vorstosses stirnte der Bedrettogletscher ca. 150 m hinter All'Acqua (A2, Fig. 13). Der Chüebodengletscher stiess ebenfalls Richtung All'Acqua vor (A4, Fig. 13).

Da die Moräne A3 des Cavagnogletschers mitten im Zungenbecken des Standes A2 (Haupttalgletscher) liegt, kann A3 erst abgelagert worden sein, nachdem der Bedrettogletscher abgeschmolzen war (vgl. Fig. 13). Trotzdem stellen A2 und A3 Vorstösse ähnlicher Grössenordnung dar. Denn schon eine geringe Absenkung der Schneegrenze bezüglich des Standes A3 würde nämlich bewirken, dass der Cavagnogletscher über den Bereich der Moräne A2 des Bedrettogletschers vorstiesse.

Eine lithologische Untersuchung der Moräne A2 ergab, dass der äusserste Bereich dieses Walles aus Erratikern aus der Val Cavagnolo besteht und gegen Westen aus Gesteinen des Gotthardmassivs aufgebaut ist. Demzufolge ergibt sich folgender Sachverhalt:

Während eines ersten Vorstosses bildeten der Bedretto- und der Cavagnogletscher gleichzeitig die Moräne A2. Nach einer Abschmelzphase ist der Cavagnogletscher nochmals vorgestossen und hat A3 abgelagert. Der kleine und relativ steile Cavagnogletscher konnte dabei viel rascher auf einen kurzen Klimarückschlag reagieren als der grosse Bedrettogletscher mit seinem flachen Zungenbereich.

Schneegrenzberechnungen:

	GWL (müM)	BZN (müM)	Depression (m)
All'Acqua Maximalstand (A1)	2'296	2'598	302
All'Acqua Sekund.Stände: A2	2'324	2'598	278
A3	2'225	2'505	280
A4	2'335	2'630	295

Die analogen Depressionswerte für A2 (278 m) und A3 (280 m) bestätigen wiederum, dass diese Gletscherstände Vorstössen ähnlicher Grössenordnung entsprechen.

Aufgrund der geringen Depressionsunterschiede zwischen A1 und A2-4 ist es nicht ratsam, diese Stände in verschiedene Stadien zu gliedern. Es wird daher nur ein All'Acquastadium erster und zweiter Phase unterschieden.

Für folgende äquivalente Stände konnten Schneegrenzberechnungen durchgeführt werden:

Stand	GWL (müM)	BZN (müM)	Depression (m)
Piano di Pescia (Gh. di Val Torta)	2'267	2'549	282
Selva (Gh. di Valleggia)	2'260	2'575	315

Aufgrund der SG-Depressionswerte kann das Stadium von All'Acqua mit jenen von Realp (Urserental) und Selva (Oberes Tavetsch) und schliesslich mit dem Daunstadium der Ostalpen parallelisiert werden.

Bei anderen Gletscherständen ergaben sich teilweise Abgrenzungsprobleme oder Unsicherheiten bei der Festlegung des Bezugsniveaus. Deshalb wurde auf eine Anwendung der Flächenteilungsmethode verzichtet.

Die Moränen, die dem All'Acqua Stadium zugeordnet wurden, sind in der Karte im Anhang eingetragen. Sie wurden teils aufgrund der Abfolge, teils nach dem Prinzip der morphologischen Frische von denen des jüngeren Stadiums abgetrennt.

Verschiedene Gletscherstände wurden auch anhand unterschiedlicher Verwerfungsbeträge zeitlich voneinander getrennt (vgl. Kap. E). Auf der "Alpe di Cavanna" nördlich von Bedretto können z.B. bis sechs spätglaziale Moränen dicht beisammen erkannt werden (vgl. Abb. 15). Sowohl mit Hilfe von Schneegrenzberechnungen als auch aufgrund von morphologischen Merkmalen kann nicht ermittelt werden, ob diese Wälle verschiedenen Vergletscherungsphasen angehören. Da aber die äusseren zwei orographisch linken Moränen eindeutig durch junge Krustenbewegungen verstellt sind, die jüngeren aber nur geringe bis gar keine Verwerfungen anzeigen, werden die eindeutig verstellten Wälle dem älteren All'Acquastadium zugeordnet, die anderen dem jüngeren Maniostadium (Kap. 2.3.4).

Dieses Vorgehen mag zwar mit vielen Unsicherheiten belastet sein. Es ist z.B. bis heute noch nicht genau bekannt, wie schnell solche Krustenbewegungen erfolgen können. Die unterschiedlichen Verwerfungsbeträge bilden aber zumindest in diesem Falle das einzig brauchbare Kriterium, welches eine zeitliche Trennung der verschiedenen Gletscherstände ermöglichen kann.



Abb. 15: Spätglaziale Moränen auf der Alpe di Cavanna
(die Verwerfungen sind auf dieser Photographie
nicht erkennbar)

2.3.4 Das Stadium Manio

Nach einem weiteren Zurückschmelzen der Gletscher haben sich der Cavagnolo- und der Olgiagletscher endgültig vom Haupttalgletscher getrennt. Ein mehrgliedriger Vorstoss des Bedrettogletschers zeichnet sich dann bei Manio ab. Mindestens zwei bis drei Vorstösse haben westlich Manio eine mächtige, aber deutlich gegliederte Eisrandterrasse, hauptsächlich mit Erratika des Mesozoikums (Trias und Bünderschiefer) und mit Gesteinen der Nufenenzone aufgebaut. All diese entstammen der orographisch rechten Talseite. Aber auch Gesteine des Gotthardmassivs (linke Talseite) fehlen nicht, und es darf angenommen werden, dass der Pecoregletscher zu dieser Zeit noch eine Verbindung zur Hauptzunge aufwies.

Die Wälle "Manio" wurden z.T. an den Hang westlich oberhalb Manio angelagert, sie zeigen deshalb insgesamt einen schlechten Erhaltungszustand. In diesem steilen Gelände konnte das Moränenmaterial leicht abrutschen oder durch Lawinen abgetragen werden. Innerhalb dieser ehemaligen Gletscherstände wurden z.T. grosse Blockmassen abgelagert. Dabei handelt es sich wiederum fast ausschliesslich um Gesteine der Nufenenzone (Kalke und dunkle Tonschiefer) und um Bündnerschiefer. Diese Blockflur erstreckt sich - mehr oder weniger gut ausgebildet - von Manio bis "Alpe di Cruina". Auf dieser Strecke zeichnen sich dann auch noch zwei weitere Gletschervorstösse ab. Dieser grosse Blockreichtum ermöglicht morphologisch eine Trennung zwischen dem Stadium All'Acqua und dem Stadium Manio.

Ein weiteres Abschmelzen des Talgletschers hatte zur Folge, dass auch die letzten Seitengletscher in ihre angestammten Karräume abschmolzen. Bevor dies endgültig geschah, hat der Cornogletscher bei "Alpe di Cruina", der Gallinagletscher westlich "Cappei della Ca", der Prosagletscher bei "Ciurèi di Cima" und der Pecoregletscher bei "Communa delle Pecore" einen Stand gebildet. Mit diesen letzten eindeutig spätglazialen Vorstössen wird das Stadium Manio abgeschlossen.

Zu erwähnen ist noch die mächtige, halbkreisförmige Schuttflur bei "Foppe" ausserhalb des Standes "Alpe di Cruina". Aufgrund der morphologischen Situation wurde sie durch einen spätglazialen Cornogletscher dort abgelagert.

In der Val d'Olgia und der Val Corno finden sich noch weitere Schuttkörper (Ablagerungen C, Fig. 13). Sie wurden bereits in Kap. C besprochen und sind teilweise den von HEUBERGER (1966) beschriebenen Larstigbildungen ähnlich.

Die Moränen "Chilchhorn" (Fig. 13) und "Capanna Cristallina" (vgl. Karte im Anhang) wurden ebenfalls in Kap. C beschrieben. Die Schneegrenzdepressionen von 67 resp. 87 m weisen darauf hin, dass diese Stände dem Kromerstand der Ostalpen entsprechen könnten.

Schneegrenzberechnungen:

	GWL (müM)	BZN (müM)	Depression (m)
<u>Stadium Manio</u>			
(Maximalstand)			
Bedrettogletscher	2'374	2'610	236
<u>Aequivalente Stände</u>			
Formazzora	2'269	2'505	236
(Cavagnogletscher)			
Al Lago	2'297	2'495	198
(Olgiagletscher)			
Bosco	2'396	2'630	234
(Chüebodengletscher)			
Stabiello grande	2'329	2'549	220
(Gh.di Val Torta, vgl. Karte im Anhang)			
<u>Stand Alpe di Cruina</u>	2'422	2'538	116
(Cornogletscher)			
<u>Aequivalente Stände</u>			
All'Uomo	2'359	2'495	136
(Olgiogletscher)			
Cassinello	2'379	2'505	126
(Cavagnogletscher)			
Torta	2'411	2'549	138
Gh.di Val Torta (vgl. Karte im Anhang)			

Der Maximalstand des Stadiums Manio und dessen äquivalente Stände können aufgrund der Depressionsbeträge mit dem Egesenmaximalstand der Ostalpen parallelisiert werden (SG-Depression: 177-237 m, GROSS et al 1978, 170-236 m, MAISCH 1981).

Die Stände Alpe di Cruina, All'Uomo, Cassinello und Torta dürften dem Bocktentällistand entsprechen (SG-Depression 103-143 m, MAISCH 1981).

14C-Daten

Moor Torta 2'150 m.ü.M. (Koordinaten 685 250 / 148 850)
Alter 9'995 $\pm$ 110 BP (UZ-348)

Das Moor Torta wird durch den Ri di Cristallina durchschnitten. Die Torfprobe wurde dem linken Bachufer in 260 cm Tiefe (ca. 70 m unter dem Wasserspiegel des Baches) entnommen. Im Moorprofil sind sehr viele Sandeinschwemmungen zu erkennen. Datiert wurde die tiefste Torflage. Das Datum ergibt ein Mindestalter für die Stände Stabiello

Grande und Alpe di Cristallina (vgl. Karte im Anhang), die beide zum Stadium Manio (egesenäquivalent) gehören. Für den Stand Torta (bocktentälliäquivalent) kann es nicht als Mindestalter gelten, da die Probe 50 - 100 m ausserhalb der damaligen Gletscherzunge entnommen wurde. Das Alter dieser Torfbasisprobe ist gletscher-geschichtlich von Bedeutung, denn es belegt, dass die Val Torta 1,5 km ausserhalb des 1850er-Standes um 10'000 BP bereits eisfrei war.

Moor nördlich P. 2'099

2'140 m.ü.M. (Koordinaten 676 350 / 197 850)

Alter 6'435 $\pm$ 75 BP (UZ-260)

Dieses Moor wurde aufgestaut durch eine Seitenmoräne des Stadiums All'Acqua. Als Mindestalter für dieses Stadium ist dieses Basisdatum aber viel zu jung, denn diese Gegend war bestimmt früher eisfrei als das Gebiet rund um das Moor Torta.

Moor Alpe di Cruina

2'000 m.ü.M. (Koordinaten 676 600 / 197 600)

Alter 6'370 $\pm$ 85 BP (UZ-222)

Auch dieses Basisdatum kann als Mindestalter für den Stand Alpe di Cruina (bocktentälliäquivalent) gelten. Es ist aber für einen spätglazialen Gletscherstand ebenfalls bedeutend zu jung, denn nach PATZELT (1977) haben die Gletscher um 9'500 BP die neuzeitliche Grössenordnung erreicht.

2.4 Vergleich der Ergebnisse aus den Arbeitsgebieten Urserental (und Urner Reusstal), Bedrettal und Oberes Tavetsch

Ein Vergleich der spätglazialen Gletscherstände in den verschiedenen Arbeitsgebieten zeigt bezüglich Erhaltungszustand der Moränen ein unterschiedliches Bild. Im Urserental können die ehemaligen Gletscherstände fast nur mit Seitenmoränenrelikten rekonstruiert werden. Im Bedrettal und auch im Oberen Tavetsch hingegen zeigt sich, da die Moränen im allgemeinen besser erhalten sind, der Ablauf der spätglazialen Gletschergeschichte wesentlich klarer.

Schneegrenzberechnungen und morphologische Befunde ermöglichten es, die letzten zwei Stadien miteinander zu korrelieren (vgl. Tab. 4). So können die jüngeren Stadien Garschen (Urserental), Lais da Maighels (Oberes Tavetsch) und Manio (Bedrettal) gleichgesetzt werden. Ebenso dürfen die Stadien Realp, Selva und All'Acqua miteinander parallelisiert werden, denn sie weisen ähnliche Schneegrenzdepressionen auf (vgl. Tab. 4).

Als sehr schwierig gestaltet sich aber der Vergleich der älter als daunzeitlichen Gletscherstadien. Sie sind insgesamt nur noch durch stirnnahe Seitenmoränen belegt. Wegen der nun sehr gross gewordenen Einzugsgebiete ist es zudem nicht leicht, die damals vergletscherten Flächen genügend genau zu rekonstruieren. Dadurch wird die Berechnung von Schneegrenzdepressionen sehr erschwert. So ist bereits unklar, ob die Moränenablagerungen bei Wassen jenen von Fontana oder jenen von Airolo entsprechen, da die Schneegrenze für das Stadium Wassen nicht genügend genau berechnet werden konnte (vgl. Kap. 2.1.6). Zudem konnte nicht eindeutig abgeklärt werden, ob ein vereinter Urseren- und Göschenertalgletscher oder nur der selbständige Göschenertalgletscher die Moränen bei Wassen abgelagert hatte.

Da eine Korrelation der grösseren und älteren spätglazialen Gletscherstadien im Gotthardgebiet nicht eindeutig möglich ist, werden Gletscherstände, die älter sind als die Ablagerungen Realp-Selva-All'Acqua auf der Karte im Anhang nur mit einer einzigen Farbe dargestellt.

2.5 Gliederung der spätglazialen Gletscherstände nach überregionalen Gesichtspunkten

Die Gliederung der für die Ostalpen vertretbaren spätglazialen Stadien wurde von MAISCH (1981) neu zusammengestellt und erweitert. Er stützte sich dabei auf die Arbeiten von HEUBERGER 1966, 1968, MAYR + HEUBERGER 1968, PATZELT 1976, 1980, KERSCHNER 1976, 1978a, GROSS 1974, GROSS et al 1978 und auf eigene Ergebnisse (vgl. Kap. 1).

Die von MAISCH (1981) aufgestellte Gliederung wird in Tab. 5 den Gletscherstadien des Gotthardgebietes gegenübergestellt. Aufgrund von Schneegrenzdepressionsberechnungen und morphologischen Befunden sind folgende Zuordnungen zum Ostalpinen System möglich:

Egesenstadium

Dieses Stadium entspricht der letzten markanten spätglazialen Vorstossperiode der alpinen Gletscher. Infolge ähnlicher Schneegrenzdepressionen und ähnlicher morphologischer Verhältnisse (grösserer Blockreichtum und formfrischere Moränen) ist es vertretbar, das Garschenstadium des Reussgletschers, das Maniostadium des Bedretto-gletschers und das Lais da Maighels-Stadium des Vorderrheingletschers mit dem Egesenstadium zu parallelisieren.

Dieses wird von MAISCH (1981) allgemein in drei Vorstossphasen gegliedert: Egesenmaximalstand, Bocktentällistand und Kromerstand.

Dem Egesenmaximalstand dürften die Maximalstände des Garschen-, Manio-, Lais da Maighels-Stadium entsprechen. Aufgrund ähnlicher Schneegrenzdepressionen dürfte der Stand Alpe di Cruina und dessen äquivalente Stände dem Bocktentällistand entsprechen.

Gletscherstadien im Urserental und im Urner Reusstal	Gletscherstadien im Oberen Tavetsch	Grobblockige Gletscherstände (Kap. C) - Schneegrenzdepressionen: Stand Gafallensaum 78 m Stand Galenstock 65 m Stand Aelpetli/Saas 91 m Stadium Garschen: - 2-3-gliedrig - oft keine Endmoränen, da Gletscherzungen oft in steilen Tälern lagen - vorhandene Seitenmoränen oft blockreich, teilweise formlos - Schneegrenzdepressionen: Stand Gurschen (Gurschenfirn) 230 m Stand Oberalp (Schijenstock-gletscher) 171 m Stand Ebnen (Witenwasserengletscher) 178 m Stand Sunnsbiel (Unteralpgl.): - Schneegrenzdepression: 123 m Stadium Realp: - eingliedrig - meist nur Seitenmor�nenrelikte - Schneegrenzdepressionen: Stand Realp 260 - 310 m (Furka- + Witenwasserengletscher) Stand Fruttesg 280 - 300 m (Unteralp-gletscher) Stand Studen 315 m (Gurschen-gletscher)	Grobblockige Gletscherstände (Kap. C) - Schneegrenzdepressionen: Stand Capanna Cristallina 67 m Stand Chilchhorn 87 m Stadium Manio: - vielgliedrig - Endmoränen meist besser erhalten - Blockreichtum ist nicht bei allen Gletscherständen auf fallend; in einzelnen Seitentälern jedoch vorhanden. Blockflur im Zungenbecken des Standes Manio - Schneegrenzdepressionen: Maximalstand Manio und �quivalente Stände 198 - 236 m Stadium Manio 2. Phase: - Schneegrenzdepression: 116 - 138 m ($\emptyset$ 129 m) Stadium All'Acqua: - zweigliedrig - oft mächtige Seitenmoränen mit abgeflachten Kämmen, teilweise stark durch junge Krustenbewegungen verst�tzt, st�rnn�he Seitenmoränen, wenige gut erhaltene Endmoränen - Schneegrenzdepressionen: Stand All'Acqua 302 m (Maximalstand des Haupttal-gletschers) �quivalente Stände Piano di Pescia + Selva 282 resp. 315 m 2. Phase 278 - 295 m	Gletscherstadien im Oberen Tavetsch - vielgliedrig - eindeutige Endmoränen in den Tälern Givv, Val und bei Lais Maighels, keine Endmoränen im Val Curnera - sehr markante und steil gebaute Moränen bei Mulinaatsch (der Blockreichtum dieses vielgliedrigen Stadiums nimmt von aussen nach innen zu) - Schneegrenzdepressionen: Maximalstand Mulinaatsch 390 m ? �usserster Stand Val Val 300 m ? Diese hohen Depressionswerte lassen sich dadurch erklären, dass die Gletscherzungen zusätzlich mit Lawinschnee der sehr steilen Talflanken genährt wurden - keine inneren Stände mehr unterscheidbar Stadium Selva: - zweigliedrig - Stände Selva, Givv und Tschamut: st�rnn�he Seitenmoränen - Das Zungenbecken des Stadiums Plaua Pardatsch ist in flachem Gelände gut erhalten geblieben - Schneegrenzdepressionen: Stand Selva (Plaua Pardatsch) 303 m (Maximalstand des Maighels- + Curneragletschers)
---	--	---	--	---

Stadium Wassen: - - - - - ? - - - - - - Zungenende bei 800 m.ü.M. ? - stirnnahe Seitenmoräne - Schneegrenzdepression: 450 m bez. 1850 ? (rund 150 m Schneegrenzdepression gegenüber dem Realp- und All'Acqua äquivalenten Stadium Göschenen)	Stadium Fontana: - Zungenende bei 1'250 m.ü.M. - stirnnahe Seitenmoränenrelikte - Schneegrenzdepressionen: 120 - 150 m gegenüber dem Stadium All'Acqua 420 - 450 m bez. 1850
Stadium Intschi ??: Moränenrest, Stand nicht gesichert	Stadium Airola: - Eisrandterrasse - Zungenende bei 1'100 m.ü.M. - Schneegrenzdepression des Val Canariagletschers: 658 m bez. 1850 (eine ähnliche Depression kann für den Bedrettoletscher angenommen werden, da beide Gletscher gleichzeitig östlich Airola stirnten)
Stadium Attinghausen: - deutlicher Eisrand und Seitenmoräne bei Hüseriberg - Zungenende bei 450 m.ü.M., ca. 17 km ausserhalb Stadium Wassen - Schneegrenzdepression des Glattfurns (Erstfeldertal), der am Stadium Attinghausen beteiligt ist 670 - 750 m bez. 1850	
Stadium Gersau-lbach: - subaquatische Endmoräne im Vierwaldstättersee - Zungenende ca. 18 km ausserhalb Attinghausen - Schneegrenzdepression: ?	

Tab. 4: Vergleich der Ergebnisse in den drei Untersuchungsgebieten

GLIEDERUNG DES SPAETGLAZIALS IM GOTTHAADGEBIET	GLIEDERUNG DES SPAETGLAZIALS IN DEN OSTALPEN, ZUSAMMEN- GESTELLT UND ERWEITERT VON MAISCH 1981, S. 20 ff UND S. 151 ff.
grobblockige Gletscherstände im Urseren- und Bedrettototal SG Dep: 67-91 m/BZN 1850 (vgl. Kap. C)	Egesenstadium: Kromerstand (GROSS 1974) - zwischen 10'200 und 9'500 BP (?) - SG-Dep: 79 m/BZN 1850 - äquivalente Stände n. GROSS et al (1978): Depression: 72-93 m/BZN 1850 - äquivalente Stände n. MAISCH (1981): Depression: 68-87 m/BZN 1850
Garschen-Manio-Lais da Maighels-Stadium: Stand Alpe di Cruina (Bedrettogl.): - SG-Dep: 116 m/BZN 1850 Stand Sunnsbiel (Reussgletscher): - SG-Dep: 125 m/BZN 1850 - äquivalente Stände: 116-138 m Maximalstände des Garschen-Manio-Lais da Maighels-Stadiums: Mindestalter für Maniostadium (Maxi- malstand): 9'995 + 110 BP Mindestalter für Garschenstadium: 9'730 + 120 BP SG-Dep: 171-236 m/BZN 1850	Bocktentällistand (MAISCH 1981) - 2. Phase der jüngeren Dryszeit (?) - SG-Dep: 122 m/BZN 1850 - äquivalente Stände: Depression 103-143 m/BZN 1850 Egesen (Maximalstand) (KINZL 1929, 1932) - Hauptvorstossphasen in der jüngeren Dryszeit 11'000 - 10'200 BP vor heute - SG-Dep: 218 m/BZN 1850 (KERSCHNER 1976) - äquivalente Stände n. KERSCHNER (1978): Depression: 177-237 m/BZN 1850 - äquivalente Stände n. MAISCH (1981): Depression: 170-236 m/BZN 1850
Realp-All'Acqua-Selva-Stadium: SG-Dep: 260-315 m/BZN 1850 Mindestalter für Stadium Selva: 10'325 + 120 BP	Daunstadium (PENCK + BRUECKNER 1909): - älter als Alleröd (MAISCH 1981), wahrscheinlich um 12'000 BP vor heute (PATZELT 1980) - SG-Dep: 265 m/BZN 1850 - äquivalente Stände n. GROSS et al (1978): Depression: 248-326 m/BZN 1850 - äquivalente Stände n. MAISCH (1981): Depression: 256-345 m/BZN 1850
Stadium Fontana (Bedrettogletscher): SG-Dep: 420-450 m/BZN 1850 Stadium Wassen (Göschentalgl. und Reussgletscher ?) SG-Dep: 450 m/BZN 1850 ?	Clavadelstadium (MAISCH 1981): - älter als 13'850 + 490 BP (SUTER 1981, S. 87 und MAISCH 1981, S. 112) - SG-Dep: 424 m/BZN 1850 - äquivalente Stände: 385-450 m/BZN 1850
Stadium Airolo (Bedrettogletscher): SG-Dep: 660 m/BZN 1850	Gschnitzstadium (PENCK + BRUECKNER 1909): - SG-Dep: 680 m/BZN 1850 - äquivalente Stände n. GROSS et al (1978): Depression: 600-700 m/BZN 1850 - äquivalente Stände n. MAISCH (1981): Depression: 600-630 m/BZN 1850 - älter als 14'000 BP (?)
Stadium Attinghausen (Reussgletscher): SG-Dep: 670-750 m/BZN 1850	Steinach-Stadium (KLEBELSBERG 1950): Schneegrenze 800-900 m tiefer als heute / 650-750 m/BZN 1850 (PATZELT 1980) (im Vergleich zum BZN 1850 liegt die heutige Schneegrenze 100-150 m höher als um 1850, GROSS et al 1978 S. 248) Alter ?
Stadium Gersau-Ibach (Reussgletscher): Schneegrenze ca. 950 m tiefer als heute (HANTKE 1978)	Bühl-Stadium (PENCK + BRUECKNER 1909): Schneegrenze 900-1'000 m tiefer als heute Alter: ? 15'000 BP (?)

Tab. 5: Gliederung des Spätglazials nach überregionalen Gesichtspunkten

Die Ablagerungen der letzten Gletschervorstösse, die eine deutlich grössere Ausdehnung erreichten als der Hochstand um 1850 sind als sehr grobblockige Moränen (vgl. Kap. C) zu bezeichnen. Wegen ihres andersartigen morphologischen Erscheinungsbildes habe ich sie vom Garschen-, Manio-, Lais da Maighels-Stadium getrennt.

Die Schneegrenzdepressionen, welche bei fünf solcher Gletscherstände berechnet wurden, sind denjenigen ähnlich, die für den Kromerstand angegeben werden (GROSS 1974, GROSS et al 1978, MAISCH 1981). In den Ostalpen wird dieser Stand vorläufig als letzter Vorstoss des Egesenstadiums gewertet (GROSS et al, 1978, S. 343 ff).

Daunstadium

Eine Korrelation der Stadien Realp-All'Acqua-Selva mit dem Daunstadium lässt sich ebenfalls gut vertreten. Diese Stadien entsprechen nämlich generell der zweitletzten spätglazialen Vorstossperiode und weisen zudem auch ähnliche Schneegrenzdepressionswerte auf (vgl. Tab. 5).

Stadien, die älter sind als daunzeitlich

Eine Korrelation dieser Stadien mit dem System der Ostalpen bereitet, wie gesagt, erhebliche Schwierigkeiten. Eine Zuordnung des Stadiums Airolo zum Gschnitz- und des Stadiums Fontana zum Clavadelstadium lässt sich am ehesten rechtfertigen. Für den Val Canariagletscher, der gleichzeitig mit dem Bedrettogletscher bei Airolo stirnte, konnte nämlich eine Schneegrenzdepression von rund 660 m /BZN 1950 berechnet werden. Das Stadium Fontana kann aufgrund einer Schneegrenzdepression von 420 - 450 m /BZN 1850 dem Clavadelstadium in Mittelbünden entsprechen.

Die Moränenablagerungen des Reussgletschers, welche älter sind als daunzeitlich, können nicht mit Sicherheit dem für die Ostalpen gültigen System zugeordnet werden, da Schneegrenzberechnungen nicht genügend genau durchgeführt werden konnten. Deshalb habe ich in Kap. 2.1.7 für das Urnerreusstal eine eigene Gliederung vorgeschlagen.

E. SPAETGLAZIALE MORAENEN UND JUNGE ERDKRUSTENBEWEGUNGEN

1. EINLEITUNG

1951 hat H. JAECKLI erstmals auf jungquartäre Verwerfungen am Südrande des Aaremassivs oberhalb Somvix-Rabius hingewiesen. ECKARDT (1957) hat ähnliche Verwerfungen im Tavetsch und im Gebiet Oberalp-Stöckli-Gütsch festgestellt. Die Untersuchungen beider Autoren haben ergeben, dass diese Verstellungen auf endogene Bewegungen zurückzuführen sind und dass Hangbewegungen (z.B. Hakenwurf) als eigentliche Ursache nicht in Frage kommen.

HANTKE (1978) erwähnt ebenfalls "markante jüngste Verstellungen" im Bereich des südlichen Aaremassivs, im Gebiete des Sustenpasses und auf der Alp Bodmen nordöstlich des Simplonpasses. HAFNER et al (1975 K) haben auf der geologischen Karte (Blatt Bedretto) zahlreiche Brüche, Verwerfungen, Katalase- und Mylonitzonen eingezeichnet, die teilweise spätglaziale Moränen verstellen.

2. REZENTE KRUSTENBEWEGUNGEN AN DER RHEIN-RHONE-LINIE

Kürzlich haben ECKARDT, FUNK + LABHART (1980) am Südrande des Aaremassivs eine Bestandesaufnahme solcher Verwerfungen durchgeführt. Sie konnten entlang der Rhein-Rhone-Linie vom Vorderrheintal bis ins Goms auf einer Länge von insgesamt 96 km Verstellungen der Erdoberfläche feststellen, die mehr oder weniger parallel zu den Talachsen verlaufen. Aus ihren Beschreibungen geht hervor, dass immer die talseitige Flanke um Beträge von einigen Dezimetern bis zu über zehn Meter senkrecht angehoben wurde. Zudem haben die Autoren meistens mehrere Verstellungen nebeneinander festgestellt, die z.T. konvergieren, divergieren oder einander ablösen. Da diese Verwerfungen auch jüngste geologische Bildungen wie Moränen und Schutthalden erfassen, haben ECKARDT et al (1980) den Begriff "rezente Krustenbewegungen" eingeführt.

3. REZENTE KRUSTENBEWEGUNGEN IM URSEREN- UND BEDRETTOTAL

Im Urserental können junge Krustenbewegungen hauptsächlich entlang des Südrandes des Aaremassivs (linke Talseite) erkannt werden. Sehr markant sind die Verstellungen im Gebiet Felli-Gütsch (ECKARDT 1957) und auf der Trogschulter zwischen Rossmettlen und Tiefenbach (ECKARDT et al 1980). Eindeutige Verwerfungen kommen aber auch im Bereich des Gotthardmassivs (rechte Talseite) vor (Isenmannsalp, rechte Talflanke des Muttentals, St. Annaberg usw.).



Abb. 16 und 17: Verstellte Moräne des Ogliagletschers, photographiert aus zwei verschiedenen Blickwinkeln. Der Moränenwall wurde während des Stadiums All'Acqua (daunäquivalent) abgelagert.



Auch im Bedretttotal haben diese jungen Erdkrustenbewegungen sowohl im Gotthardmassiv (linke Talseite) als auch in den penninischen Bündnerschiefern (rechte Talseite) stattgefunden. Zwischen Nufenenpass und Airolo können zahlreiche, z.T. jungquartäre Brüche, Kataklasten- und Mylonitzonen beobachtet werden (HAFNER et al 1975 K). Die Verwerfungen sind hier nicht nur an den flachen Hängen und auf den Trogschultern zu erkennen. Im hinteren Bedretttotal reichen sie auf beiden Talseiten bis gegen die Talsohle herunter. Im Luftbild können Verwerfungslinien auch im Bereich der Bergkämme festgestellt werden (z.B. Bergkette Grieshorn-Helgenhorn).

4. DAS ALTER DER KRUSTENBEWEGUNGEN

Während meiner Feldarbeiten im Bedretto- und Urserental habe ich sehr häufig beobachtet, dass spätglaziale Moränen, die aus den seitlichen Karen Richtung das Haupttal verlaufen, durch die beschriebenen Verwerfungen erheblich gestört sind (vgl. Abb. 16, 17 und 18). Im Urserental habe ich verstellte Daunmoränen oberhalb "Höhegg" (nördlich von Zumdorf) und im Gebiet "Tätsch" (nordöstlich von Tiefenbach) erkannt. Im Bedretttotal kommen verworfene Moränen noch viel häufiger vor. In der "Val d'Olgia" und bei "Comuna delle Pecore" (Alpe di Manio) können nebeneinander mehrere parallele Verwerfungen festgestellt werden, die markante Moränenwälle über längere Distanz bis zur Unkenntlichkeit zerstört haben (Abb. 18, Fig. 14).

Bei älteren Moränen des Stadiums All'Acqua (daunäquivalent) wurden teilweise Verstellungsbeträge von 8 - 10 m festgestellt. Jüngere Ablagerungen des Stadiums Manio (egesenäquivalent) sind im allgemeinen weniger stark versetzt. Durch die Erdkrustenbewegungen ist meist der talseitige Teil der Moräne relativ gehoben worden (vgl. Abb. 16 und 17). Aber auch talseitige Senkungen können an einigen wenigen Stellen beobachtet werden. Diese sind aber meist schwierig zu erkennen, da bei einer Absenkung das Lockermaterial der Moräne mit der Zeit nachrutscht und das Gefälle wieder ausgeglichen wird.

Die Gletschergeschichte des Urseren- und Bedretttotals kann uns einigermaßen Aufschluss über das Alter dieser Verwerfungen geben. Da daun- und egesenäquivalente Moränen eindeutig verstellt sind, müssen diese Erdkrustenbewegungen jünger als diese spätglazialen Ablagerungen sein. Die Moränen der daunäquivalenten Stadien Realp und All'Acqua wurden nach dem heutigen Stand der Kenntnisse um 12'000 BP, jene des egesenäquivalenten Stadiums Manio zwischen 11'000 und 10'200 BP abgelagert (vgl. Kap. D 1 und D 2.5).



Abb. 18: Die Moränen des Standes All'Uomo (Stadium Manio 2. Phase) wurden durch mehrere parallele Verwerfungen bis zur Unkenntlichkeit zerstört.

Aus folgenden Beobachtungen geht hervor, dass zwischen 12'000 BP und 10'000 BP eine besondere Bewegungsaktivität geherrscht hat:

- Die Moränen des Daunstadiums weisen im allgemeinen wesentlich grössere Verstellungsbeträge auf als Moränen des jüngeren Egesenstadiums. Bei Daunmoränen können Hebungsbeträge von 8 - 10 m festgestellt werden, während jüngere Wälle, die z.T. von der gleichen Verwerfung verstellt sind, nur noch 1 - 4 m angehoben wurden.
- An verschiedenen Stellen kann beobachtet werden, dass ältere Wälle verstellt wurden, während bei den jüngeren auf der verlängerten Verwerfungslinie keine Hebung zu erkennen ist (z.B. spätglaziale Moränen westlich der Alpe di Cavanna und Gletscherstände des Pecoregletschers, vgl. Fig. 14, Zeichnung d).

Diese Krustenbewegungen haben mindestens bis nach der zweiten Vorstossperiode des Egesenstadiums andauert, denn sowohl in der Val d'Olgia als auch bei Comuna delle Pecore sind bocktentälliäquivalente Moränen (vgl. Kap. D 2.5) versetzt worden.

Diese Verwerfungen, die wahrscheinlich hauptsächlich gegen Ende des Spätglazials (12'000 - 10'000 BP) stattfanden, könnten auch die in Kap. C beschriebenen grobblockigen Ablagerungen bewirkt haben. Krustenbewegungen in den steilen Karwänden hatten möglicherweise zur Folge, dass grössere Blockmengen freigelegt wurden. Während einer gleichzeitigen oder anschliessenden Kaltphase konnten diese Schuttmassen dann leicht mittels Eis weiter transportiert werden.

Verstellung spätglazialer Moränen des Percoregletschers

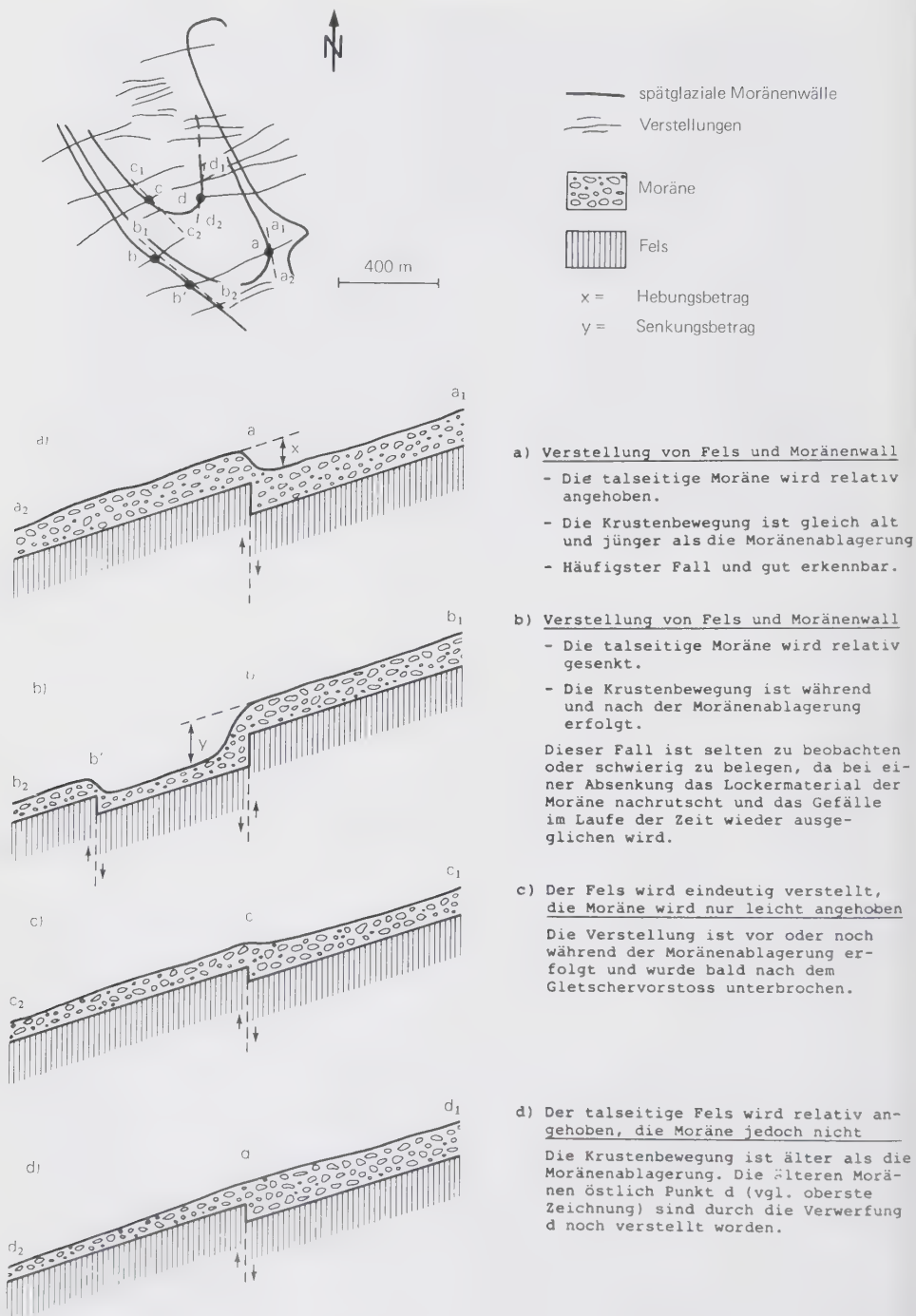


Fig. 14

5. URSACHEN DER KRUSTENBEWEGUNGEN

Nach dem Abschmelzen des über 2'000 m mächtigen pleistozänen Eisschildes hat sich Skandinavien im Norden des Bottnischen Meerbusens mehr als 300 m isostatisch gehoben (HOEGBOM 1913).

Wenn man bedenkt, dass sowohl das Urseren- als auch das Bedrettotale während der letzten Eiszeit mit einer mehr als 1'000 m mächtigen Eismasse bedeckt waren, ist man geneigt, diese "rezenten Verstellungen" ebenfalls auf glazialisostatische Ausgleichsbewegungen zurückzuführen. Nach HANTKE (1978) ist in den Alpen mit solchen Bewegungen zu rechnen, er fügt aber bei, dass die alpine-glazial-isostatische Hebung im Vergleich zu der skandinavischen verschwindend klein war.

Für glazialisostatische Ausgleichsbewegungen sprechen das Auftreten der Bewegungszonen auf beiden Seiten der Rhein-Rhone-Talung, meist mit talseitig gehobener Flanke und die Streichrichtungen der Verwerfungen, die mehr oder weniger parallel zu den Talachsen verlaufen (ECKARDT et al 1980).

Ebenfalls für glazialisostatische Ausgleichsbewegungen spricht, dass die heute sichtbaren Verwerfungen hauptsächlich gegen Ende des Spätglazials erfolgten, also kurz nachdem die Haupteismassen abgeschmolzen waren.

ECKARDT et al (1980) weisen darauf hin, dass sich die jungen Bewegungen entlang von älteren tektonischen Flächen abspielten und dass diese jüngsten Bewegungen nichts anderes darstellen, als ein vorderhand letztes Wiederaufleben dieser Flächen. Zum Thema Glazialisostasie oder Tektonik äussern sie sich folgendermassen (ECKARDT et al, S. 20):

"Aus unseren Beobachtungen geht hervor, dass sich die Bewegungen entlang von älteren, vorgezeichneten geeigneten (weil steilstehenden) tektonischen Flächen abgespielt haben. Dies macht nun eine Abgrenzung von glazialisostatischen zu (gross)tektonischen Phänomenen sehr schwierig. Es ist aber sehr gut möglich, ja wahrscheinlich, dass sich die Bewegungen mit glazialisostatischer und tektonischisostatischer Ursache an denselben vorgezeichneten Bewegungsflächen abgespielt haben."

Teil II

Dendroklimatologische Untersuchungen an fossilen Nadelhölzern

1. EINLEITUNG

Das Wachstum eines Jahrrings wird unter anderem durch die Witterung während einer Vegetationsperiode gesteuert. Diese Tatsache ist bereits seit Jahrhunderten bekannt. Bereits in den Tagebüchern von Leonardo da Vinci findet sich der Hinweis, dass man an Baumringen trockene und feuchte Jahre ablesen könne (CERAM 1972).

Doch erst zu Beginn des 20. Jahrhunderts begann A.E.DOUGLASS (1914) dem Problem grössere Aufmerksamkeit zu schenken und begründete die Wissenschaft der heutigen Dendrochronologie. Seither haben vor allem zwei Erfindungen dieser Forschungsrichtung neue Impulse verliehen:

- Der Einsatz des Computers ermöglicht heute die Verarbeitung grosser Datenmengen und deren statistische Prüfung (ECKSTEIN + BAUCH 1969, FRITTS 1976).
- Einen für die Dendrochronologie entscheidenden Impuls gab H. POLGE (1966) mit der radiographisch-densitometrischen Analyse von Jahrringen: Auf Röntgenfilmen abgebildete Jahrringabfolgen werden mit einem Densitometer auf ihre Lichtdurchlässigkeit geprüft. Durch ein schrittweises Abtasten mit diesem Messinstrument kann die Dichtestruktur innerhalb eines Jahrrings erfasst werden.

Diese Technik der Radiodensitometrie wird in jüngster Zeit auch an der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen in Birmensdorf angewendet (LENZ, SCHAER, SCHWEINGRUBER 1976).

Zahlreiche dendroklimatologische Untersuchungen an rezenten Hölzern haben gezeigt, dass hauptsächlich die maximale Spätholzdichte von Nadelbäumen aus der subalpinen Stufe Informationen über die Sommertemperaturen (Juli - September) enthält (SCHWEINGRUBER, SCHAER 1976, SCHWEINGRUBER et al 1978, 1979).

Aufgrund der Erkenntnisse, die aus Untersuchungen an rezentem Probenmaterial gewonnen wurden, habe ich folgende Ziele angestrebt:

- Mit fossilen Nadelhölzern aus dem Urserental wollte ich möglichst lange Jahrringchronologien erstellen.
- Mit Hilfe radiodensitometrischer Analysen sollten Rückschlüsse über die klimatischen Verhältnisse des Postglazials gewonnen werden.
- In einem letzten Schritt habe ich die erlangten Erkenntnisse mit pollenanalytischen und gletschergeschichtlichen Befunden verglichen.

Ergänzende Arbeiten:

F. ROETHLISBERGER hatte in den Jahren 1976 - 1979 erstmals versucht, Jahrringreihen mit fossilen Nadelhölzern aus dem Alpenraum aufzubauen. Die Ergebnisse sind in ROETHLISBERGER 1980 und ROETHLISBERGER et al 1980 publiziert. Nicht veröffentlichte Kurven stellte er für weitere Untersuchungen zur Verfügung.

Parallel zu meinen Arbeiten hat W. BIRCHER (1982) ebenfalls fossile Baumstämme aus dem Saastal analysiert. Zusätzlich untersuchte BIRCHER standorts- und holzartenspezifische Einflüsse, welche die radiodensitometrische Datenerfassung aus fossilen Hölzern beeinträchtigen können. In einem weiteren Kapitel befasst er sich mit der Beziehung Jahrring - Klima. Seine Ausführungen und die bisherigen Arbeiten an der Eidgenössischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen (SCHWEINGRUBER SCHAER 1976, SCHWEINGRUBER et al 1978, 1979, BRAECKER 1981) dienten grösstenteils als Grundlagen für meine Untersuchungen.

2. HOLZFUNDE IM URSERENTAL

M. OECHSLIN (1927) berichtet in seinem Buch über die "Wald und Wirtschaftsverhältnisse des Kt. Uri" von zahlreichen "Ueberresten von Holz und Wald", die im Urserental durch Torfgrabungen freigelegt wurden. Seither sind im fast völlig entwaldeten Urserental weitere Fundorte fossiler Hölzer bekannt geworden. Sie sind auf der Karte im Anhang eingetragen.

KAEGI (1972) liess einen Lärchenstrunk aus einem Moor von Höhenbiel (Witenwasserental) datieren. Die radiokarbonische Datierung ergab ein $14C$ -Alter von $3'880 \pm 100$ BP.

2.1 Kleinfunde im Gebiet Höhenbiel - Oberchäseren - Sunnsbiel (Witenwasserental)

An der Oberfläche der Moore Höhenbiel, Oberchäseren und Sunnsbiel (vgl. Abb. 19) liegen heute noch grosse Mengen von Holzresten (Aeste, Wurzeln, Borken usw.), die auf eine ehemalige Bewaldung hindeuten. Anhand der mikroskopischen Merkmale konnten folgende Holzarten festgestellt werden:

1. Fichte (*Picea Abies*)
2. Lärche (*Larix decidua*)
3. Arve (*Pinus Cembra*)
4. Birke (*Betula*)

Eine Zusammenstellung nach der Meereshöhe ergibt folgendes Bild:

Standort	Höhenbiel	Oberchäseren	Sunnsbiel
H.ü.M.	1'960 m	1'990 m	2'060 m
Koordinaten	681000/158150	681000/157700	681200/157150
	Anzahl Funde (%)	Anzahl Funde (%)	Anzahl Funde (%)
Lärchen	22 56	18 45	6 15
Arven	12 29	19 48	34 85
Fichten	4 10	3 7	
Birken	2 5		
Total	40 100	40 100	40 100

Diese Untersuchungsergebnisse zeigen deutlich, dass sich die Zusammensetzung des ehemaligen Waldes mit zunehmender Meereshöhe änderte. Während das Fichtenholz bis auf eine Höhe von 1'990 m.ü.M. noch vertreten ist, fehlt es im Moor Sunnsbiel (2'060 m.ü.M.) ganz. Der Anteil des Lärchenholzes nimmt von unten nach oben ebenfalls ab, derjenige des Arvenholzes jedoch zu. Die Resultate lassen vermuten, dass sich die Fichte während des Postglazials oberhalb 2'000 m.ü.M. nicht mehr auszubreiten vermochte. Die Lärche hat wahrscheinlich auch nicht viel höher als bis Sunnsbiel gereicht. Die Arven- und Lärchenholzreste im Moor Sunnsbiel belegen eine minimale Ausdehnung eines ehemaligen Waldes bis 2'060 m.ü.M. Aus welcher Zeitperiode die dortigen Funde stammen ist unbestimmt, da sie nicht 14C-datiert wurden.



Abb. 19: Das Witenwasserental mit den Mooren Höhenbiel, Oberchäseren und Sunnsbiel

2.2 Fossile Baumstämme aus dem Urserental

Die zahlreichen Holzreste in den Mooren des Urserentals veranlassten mich, gezielt nach Baumstämmen zu suchen, welche sich für die radiodensitometrische Analyse eignen. Durch ein systematisches Erkunden mit Lawinensonden konnten über 200 Baumstämme gefunden werden. Mit Benzinmotorsägen wurden an Ort und Stelle 10 - 15 cm dicke Scheiben von den fossilen Stämmen abgetrennt. Diese Arbeit erfolgte z.T. in 3 - 3,5 Meter tiefen Schächten und Gräben und war nicht immer ungefährlich weil die Moorwände oft einzustürzen drohten.



Abb. 20: Bergung von Holz in 2 - 3 Meter tiefen Gräben

Die geborgenen Hölzer stammen hauptsächlich aus dem Moor Höhenbiel. Sehr ergiebig waren auch drei Fundstellen im Talboden des Urserentals (Untermuss, Reussenbiel und Mülibach). Eine komplette Uebersicht über die Fundorte und Holzarten gibt Tab. 6.

Bei Höhenbiel konnten innerhalb eines Umkreises von 80 - 100 Metern 33 Lärchen, 17 Arven, 6 Fichten und 3 Birken geborgen werden. Die Fundlage entspricht dem Wachstumsstandort rund um das Moor. Die Bäume waren insgesamt in einem sehr guten Erhaltungszustand, und nur die äussersten Jahrringe zeigten leichte Abbauerscheinungen.

In den Mooren des Talbodens befanden sich ausschliesslich Fichtenstämmen. Im Gegensatz zu den Proben von Höhenbiel war der Erhaltungszustand dieser Hölzer eher schlecht. Bei den Standorten Mülibach und Untermuss kann nicht ausgeschlossen werden, dass ein Teil der Baumstämmen durch Lawinentransport in die Moore gelangt ist.



Abb. 21: Lärchenstamm im Moor Höhenbiel
Länge ca. 10 m, Durchmesser 70 cm, Jahrringe 530
Alter 3'390 $\pm$ 50 BP (äussere Jahrringe)

	Lärche Larix decidua	Arve Pinus Cembra	Fichte Picea Abies	Birke Betula
Höhenbiel 1'970 m.ü.M. Koord.: 681000/158150	33	17	6	3
Oberchäseren 1'990 m Koord.: 681000/157700	4	8		
Vorderschweig 1'740 m Koord.: 680800/159400		3		
Untermuss(Moos) 1'470 m Koord.: 686700/164200			76	
Reussenbiel 1'430 m Koord.: 687200/164700			20	
Mülibach 1'430 m Koord.: 687100/165000			20	
Boden(Realp) 1'570 m Koord.: 681300/160900			5	
Muss 1'600 m Koord.: 681200/160400		2		
Tross(Unteralptal)1'910m Koord.: 693250/162050		2		
Oberalp 2'025 m Koord.: 693250/162050		2		
Totale Anzahl Funde	37	34	127	3

Tab. 6: Fundorte der untersuchten Baumstämme

3. DIE BEWALDUNG DES URSERENTALES FRUEHER UND HEUTE

Die zahlreichen Funde fossiler Hölzer belegen eine ehemalige Bewaldung des Urserentales bis mindestens 2'000 m.ü.M. (vgl. Karte im Anhang und Kap. 2). Die Wiederbewaldung bis zu dieser Höhenlage muss schon vor 7'000 BP erfolgt sein. Dies wird durch folgende 14C-Datierungen belegt:

Höhenbiel (1'970 m.ü.M.): 7'300 $\pm$ 90 BP, Lärchenstamm
7'180 $\pm$ 90 BP, Lärchenstamm
7'060 $\pm$ 30 BP, Arvenstamm

Oberalpsee (2'025m.ü.M.): 7'110 $\pm$ 80 BP, Arvenstamm

Die vielen Funde im Moor Höhenbiel lassen vermuten, dass dieses Gebiet zwischen 7'300 und 2'600 BP fast ständig bewaldet war (vgl. Fig. 19, Kap. 5.6). Die ältesten, bei Höhenbiel geborgenen Fichten weisen 14C-Daten von 4'350 $\pm$ 80 BP und 4'245 $\pm$ 70 BP auf.

Im Talboden des Urserentales konnten zahlreiche Fichtenstämme im Zeitraum von 3'800 bis 1'550 BP nachgewiesen werden (vgl. Fig. 19, Kap. 5.6). Nach 1'550 BP fehlen Belege für eine ehemalige Bewaldung des Urserentals, da bisher keine jüngeren fossilen Stämme gefunden wurden.

Die ehemaligen Waldbestände des Urserentals, welche durch die beschriebenen Holzfunde belegt sind, wurden durch direkte oder indirekte Einwirkung des Menschen zerstört. Jahrhundertelange landwirtschaftliche Uebernutzung und vermehrte Lawinentätigkeit dürften wohl die Hauptursachen für die heutige Waldarmut des Tales sein.

Die kleinen Bannwälder am Gurschen und am Kilchberg oberhalb Andermatt, am St. Annaberg bei Hospental und am Lochberg ob Realp wurden nachträglich wieder aufgeforstet (OECHSLIN 1927, KAEGI 1973). Der einzige natürliche Bestand ist der Urserenwald (Gurschenwald) südlich Andermatt. Er wird bereits 1397 in einem Bannbrief erwähnt und geschützt (vgl. Abb. 22). Dieser Bannbrief enthält bereits sehr strenge Bestimmungen, denn er verbietet nicht nur das Roden sondern auch das Entfernen von Dürholz und Aesten. Dies geht aus folgendem Auszug des Bannbriefes von 1397 hervor:

"daz daruss nieman keinerleyg tragen noch ziehen sol weder est noch studen noch wiest (Vogelbeerstauden) noch kris (Tannenreisig) noch zapfen noch keinerleyg, daz ieman erdenken kan, daz in demselben wald wahset oder gewahsen ist".

Eine solche Bannlegung wäre 1397 kaum erfolgt, wenn damals im Urserental noch genügend Wald vorhanden gewesen wäre (OECHSLIN 1927). Dieses Dokument beweist auch, dass die Entwaldung des Urserentals schon frühzeitig anzusetzen ist und möglicherweise schon in der Zeit der Landnahme durch die Walser (12. Jh.) eingeleitet wurde (KAEGI 197

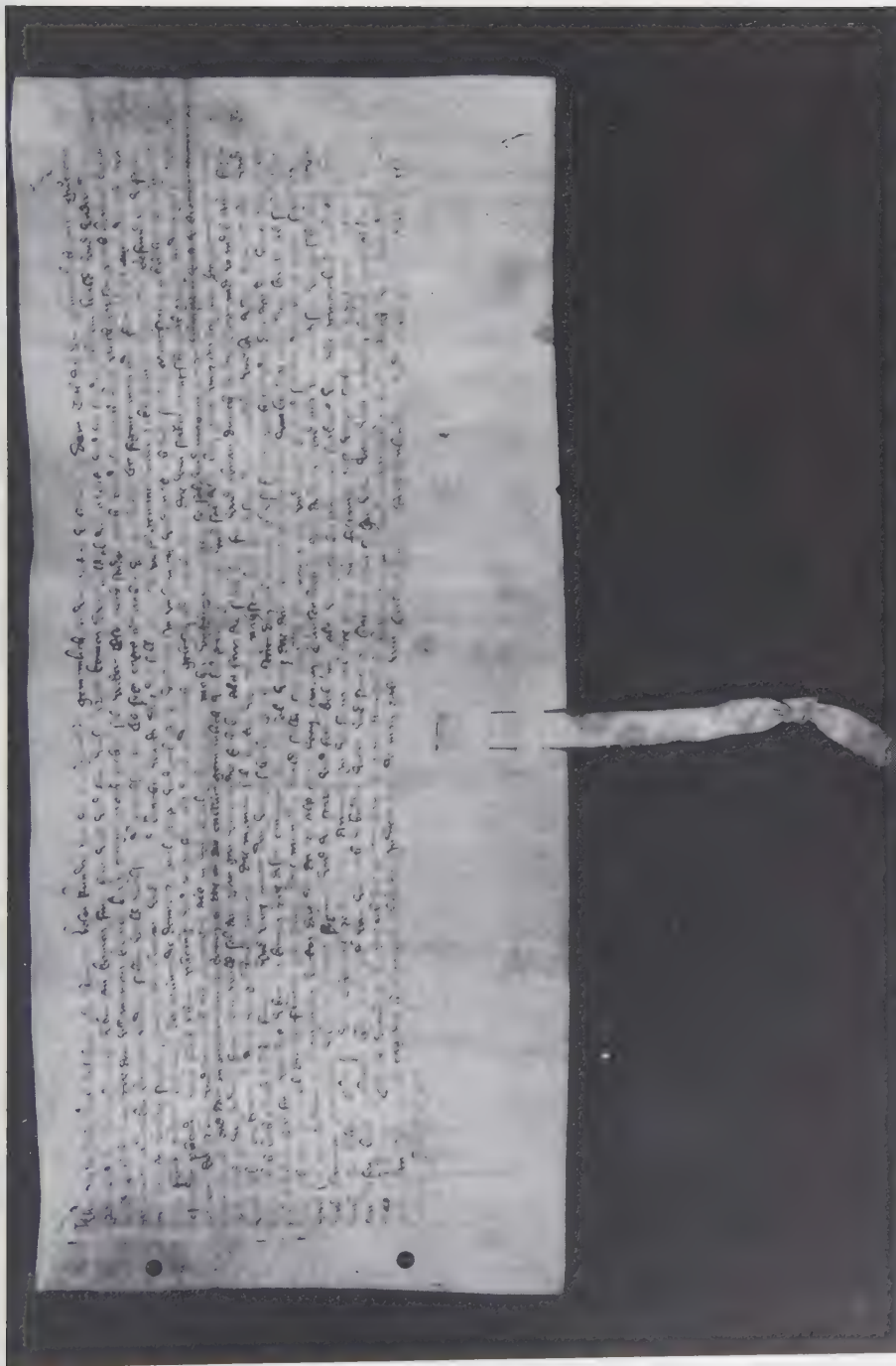


Abb. 22: Bannbrief Gurschenwald von 1397 (reproduziert mit der Bewilligung der Bürgerverwaltung Andermatt)

4. DIE POTENTIELLE WALDGRENZE IM URSERENTAL

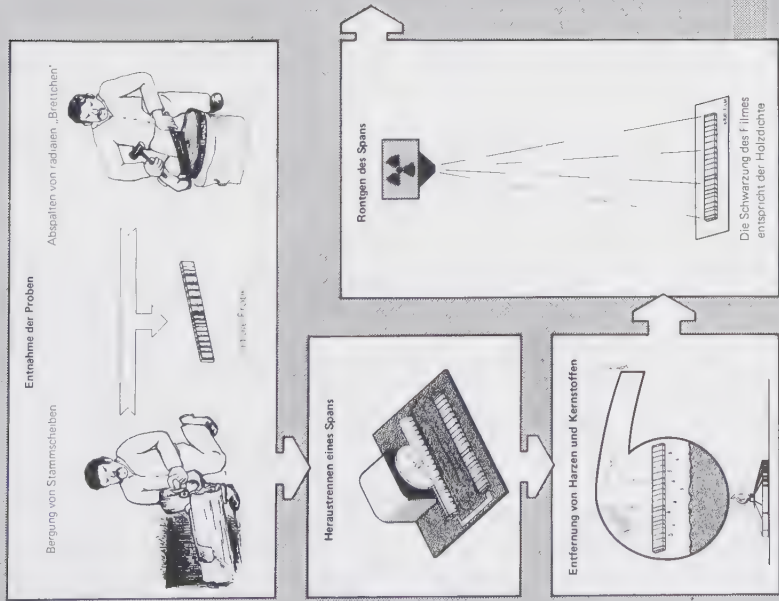
OECHSLIN (1927) zeichnete die potentielle "Baumgrenze" im Urserental weitgehend entlang der 2'000 m Isohypse ein. Bei der Festlegung dieser Grenze stützte er sich hauptsächlich auf Funde von Holzresten und auf die Ausbreitung der Alpenerle. Mit Hilfe fossiler Hölzer kann die Waldgrenze jedoch nur annähernd bestimmt werden, da diese möglicherweise aus einer klimagünstigeren Zeitepoche stammen und deshalb gegenüber heute zu hohe Werte angeben. Aufgrund folgender Hinweise darf aber angenommen werden, dass heute im Urserental eine Bewaldung bis 2'000 - 2'100 m.ü.M. möglich wäre:

- Die Aufforstungen im Urserenwald oberhalb Andermatt haben heute ihre Obergrenze bei 1'980 m.ü.M. (KAEGI 1973).
- In mehreren Seitentälern reichen grössere Grünerlenbestände (*Alnus viridis*) bis 2'050 - 2'100 m.ü.M. hinauf.
- Die Obergrenze der Alpenrosenfelder liegt bei rund 2'050 m.ü.M.
- Zahlreiche Holzfunde aus dem Moor Höhenbiel (1'970 m.ü.M.) weisen darauf hin, dass dieses Gebiet zwischen 5'900 und 2'600 BP ständig bewaldet war. Diese Bäume haben während ihres Wachstums verschiedene kühle Perioden, die mit den neuzeitlichen Klimaschwankungen vergleichbar sind, unbeschadet überstanden (vgl. Kap. 7).

Eventuelle Waldgrenzschwankungen haben also noch oberhalb 1'970 m.ü.M. stattgefunden.

5. AUFBEREITUNG DES PROBENMATERIALS, DENSITOMETRISCHE ANALYSEN UND DATENVERARBEITUNG

Nach der Bergung des Probenmaterials sollte dieses möglichst rasch aufbereitet werden. Falls dies nicht möglich ist, müssen die Baumscheiben so gelagert werden, dass sie nicht austrocknen. Ansonsten entstehen im Holz zahlreiche Risse und Spalten, welche die anschließende Aufbereitung erheblich erschweren. Der Aufbereitungsablauf und die Methodik der radiographisch-densitometrischen Erfassung wurden in LENZ et al (1976) ausführlich beschrieben. Die folgenden Erläuterungen und Fig. 15 geben einen kurzen Ueberblick der wichtigsten Arbeitsvorgänge.



Schweingruber 1992

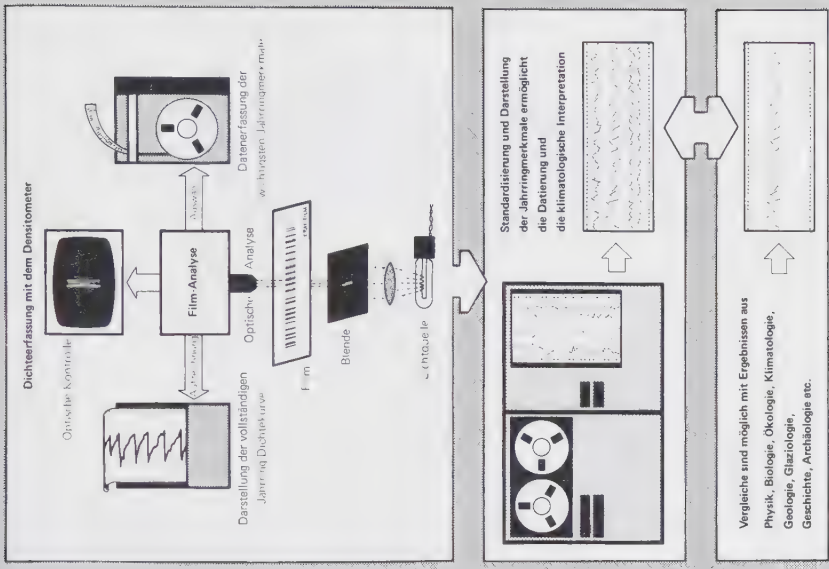


Fig. 15

5.1 Aufbereitung

Folgende Arbeitsschritte müssen durchgeführt werden:

- Herausspalten von zwei bis vier Brettchen (Radien) aus den Baumscheiben;
- Präparation einer Holzprobe von viereckigem Querschnitt (1 cm x 1 cm);
- Heraussägen eines 1,25 mm dicken Spans, der genau nach der Faserrichtung des Holzes orientiert ist;
- Eventuell vorhandene Harze und Kernstoffe müssen extrahiert werden;
- Röntgen der Späne.

Diese Bearbeitung der z.T. brüchigen fossilen Hölzer erfordert gute Präzisionsarbeit und viel Geduld.

Nach der Herstellung der Röntgenbilder erfolgt die Ueberprüfung der einzelnen Holzproben. Bäume, die starke Abbauerscheinungen, Wachstumsschäden oder weniger als 80 - 100 Jahrringe aufweisen werden ausgeschieden (vgl. BIRCHER 1982).

Von 201 gesammelten Baumstämmen eigneten sich schlussendlich nur noch 98 für die anschliessenden densitometrischen Untersuchungen.

5.2 Densitometrische Analyse

Auf dem Röntgenfilm abgebildete Jahrringsequenzen werden mit dem Densitometer auf ihre Lichtdurchlässigkeit geprüft. Die so ermittelten Lichtdurchlässigkeitskurven kann man mit Holzlichtewerten gleichsetzen (SCHWEINGRUBER, SCHAER 1976). Durch ein schrittweises Abtasten mit dem Mikrodensitometer wird der Dichteverlauf innerhalb eines Jahrrings bestimmt. Auf diese Weise können neben der Jahrringbreite auch die Frühholz- und Spätholzbreite sowie die minimale und maximale Dichte von Jahrringen gemessen werden (vgl. Fig. 16).

Ein Linienschreiber zeichnet die vollständigen Dichtediagramme von Jahrringabfolgen auf. Mittels einer am Mikrodensitometer und Linienschreiber angeschlossenen Datenerfassungsanlage werden die ausgewählten Kenngrössen (Frühholz-, Spätholz- und Jahrringbreite sowie die minimale und maximale Dichte) in digitaler Form auf Lochstreifen festgehalten. Die anschliessende Datenverarbeitung erfolgt mit dem Grosscomputer.

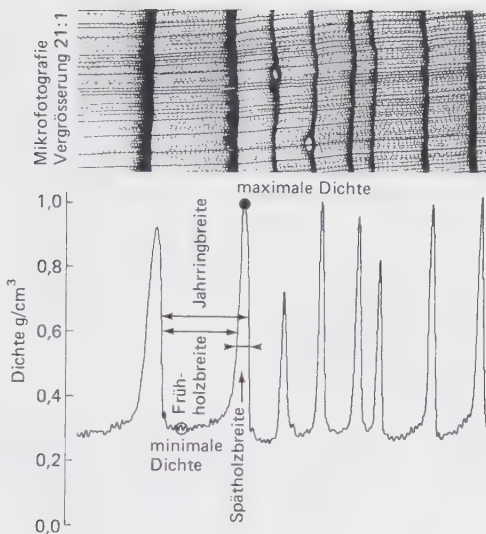


Fig. 16: Mikrophotographie und entsprechendes Dichtediagramm einer Jahrringabfolge aus Lärchenholz. Die auf röntgenographisch-densitometrischer Basis erhobenen Dichten entsprechen in dieser Darstellung den Holzdichten bei 8 % Holzfeuchtigkeit (nach SCHWEINGRUBER1980).

5.3 Datenbereinigung und Berechnung von Rohwertmittelkurven

Die Datenbereinigung ist zeitlich aufwendig und erfolgt folgendermassen:

- Die Kurven der zwei bis vier Radien eines Baumes werden am Leuchtpult miteinander verglichen und optisch geprüft.
- Stimmen die Kurven der einzelnen Radien nicht überein, erfolgt eine erneute Ueberprüfung des aufgezeichneten Liniendiagramms und des Röntgenfilms.
- Eventuell fehlende Jahre werden ergänzt.
- Falls der Kurvenverlauf auf biologisch abgebaute Stellen hinweist, werden die fehlerhaften Jahre aus den Kurven herausgeschnitten.

Von den ausgewerteten und bereinigten Radien eines Baumes wird anschliessend eine Rohwertmittelkurve berechnet.

5.4 Radiokarbondatierungen und Synchronisationsarbeiten

Zu Beginn der Untersuchungen war nicht bekannt, aus welchen Zeitabschnitten die gesammelten Hölzer stammten. ^{14}C -Datierungen, die grösstenteils am Physikalischen Institut der Universität Bern durchgeführt wurden, ermöglichten die Altersbestimmung zahlreicher Proben. Um möglichst genaue Daten zu erhalten, durften nur 10 - 20 Jahrringe eines Baumes datiert werden. Dabei wurde jeweils sorgfältig vermerkt, aus welchem Bereich des Stammquerschnittes die entnommenen Proben stammten.

Diese ^{14}C -Datierungen haben die Synchronisationsarbeiten wesentlich erleichtert. Bäume, die ähnliche Radiokarbonalter aufwiesen, wurden zuerst miteinander verglichen.

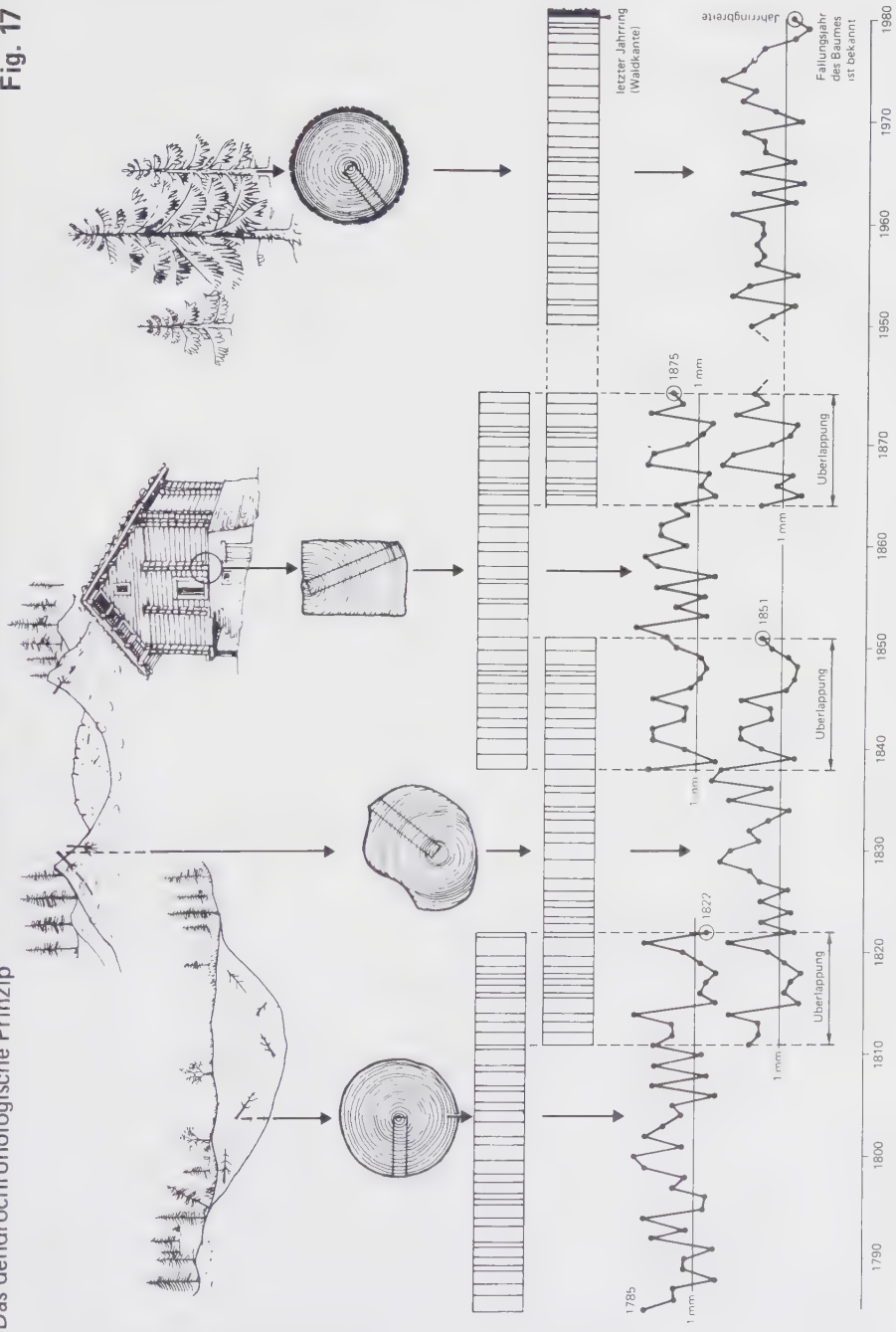
Das dendrochronologische Prinzip

Das Ueberlappungsverfahren wird in Fig. 17 schematisch dargestellt. Die unregelmässige Abfolge von schmalen und breiten Jahrringen (resp. hohen und tiefen maximalen Dichten) ermöglicht die Synchronisation zweier Bäume. Proben bekannten und unbekannten Alters können aufgrund sehr ähnlicher Kurven zeitlich miteinander verknüpft werden.

Die optische und rechnerische Synchronisation

Bei der Erstellung langer Chronologien werden die Synchronisationsarbeiten durch Gleichläufigkeits- und Korrelationsberechnungen mit dem Computer erheblich erleichtert. Bei diesem rechnerischen Vorgehen wird jede Kurve gegen die andere immer um einen Jahresschritt verschoben. Dabei wird bei jeder Position der Gleichläufigkeits- resp. der Korrelationswert (nach BAILLIE 1973) ermittelt. Nach diesem rechnerischen Test müssen Stellen mit hohen Werten am Leuchtpult überprüft werden. Erst dieser optische Vergleich zweier Kurven und übereinstimmende Weiserjahre (Jahre mit extrem tiefen oder hohen Werten) erlauben die endgültige Synchronisation und die Datierung zweier Jahrringreihen.

Da in sehr engen Jahrringabfolgen von Nadelhölzern oft Jahrringe fehlen, versagen die mathematischen Datierungsverfahren. Hier helfen nur noch langedauernde Kurvenvergleiche am Leuchttisch weiter.



Ueberlappungslängen

Eine eindeutige und sichere Synchronisation von fossilen Hölzern aus Mooren und Moränen kann nur bei genügender Ueberlappungslänge und bei guter Uebereinstimmung der Weiserjahre erfolgen. Bei sensitiven Kurven mit vielen Weiserjahren ist eine Datierung möglich, wenn die Uebereinstimmung während 60 - 80 Jahren gut ist. Ausgeglichenere Jahrringreihen mit geringen Kurvenamplituden können oft nicht eindeutig synchronisiert werden, auch wenn die Ueberlappungslänge 200 Jahre beträgt. In Ausnahmefällen genügt auch eine Ueberbrückung von 40 Jahren, falls die Bäume aufgrund stratigraphischer Befunde eindeutig aus der gleichen Zeitperiode stammen. Ist die Vergleichsperiode kürzer als 40 Jahre, sind Synchronisationen nur möglich, wenn zwei sensitive Kurven praktisch identisch sind.

5.5 Ausgleich des Alterstrends, Indexieren, Berechnung von Mittelkurven

Endogene Faktoren bewirken, dass das Jahrringwachstum mit zunehmendem Alter reduziert wird. Diese Erscheinung nennt man Alterstrend.

Sollen Jahrringkurven klimatisch interpretierbar sein, muss vorerst der Alterstrend aus den einzelnen Proben eliminiert werden, d.h. die einzelnen Werte müssen vergleichbar, respektive homogen sein.

Die statistischen Verfahren, welche für den Ausgleich des Alterstrends notwendig sind, werden in BRAECKER (1981) und BIRCHER (1982) ausführlich beschrieben. Für nähere Erläuterungen verweise ich deshalb auf diese Publikationen.

Durch den Ausgleich des Alterstrends werden die Originalwerte verändert. Statistische Verfahren, welche Daten verändern, nennt man Transformationen. Durch diese Transformation geht das absolute Wertniveau der Baumprobe verloren, die Werte schwanken um einen Mittelwert (Bezugshorizont).

Die indexierten (transformierten) Dichtewerte schwanken um 0, die indexierten Breitenwerte um 1,0.

Anhand des folgenden Beispiels soll untersucht werden, ob indexierte alterstrendfreie Jahrringsequenzen gemittelt werden dürfen. In Fig. 18 sind sechs synchrone, sich teilweise überlappende Kurven von fossilen Bäumen aus den Mooren Höhenbiel und Combe de Ferpècle aufgezeichnet. Links und rechts der Jahrringreihen ist jeweils angegeben, wieviele Jahrringe die Baumstämme zusätzlich aufweisen. Zur besseren Trennung wurden die Ordinatenskalen in der ersten Darstellung vertikal versetzt. Aus diesem Beispiel geht hervor, dass die Kurven von Höhenbiel ähnliche Kurvenamplituden und ähnliche Sensitivitäten aufweisen. Periodische Schwankungen über und unter dem Mittelwert stimmen weitgehend überein, obwohl die Jahrringsequenzen teils aus Jugend-, teils aus Altersphasen stammen.

Indexierte Jahrringreihen von fossilen Lärchen aus den Mooren Höhenbiel (Urserental) und Combe de F

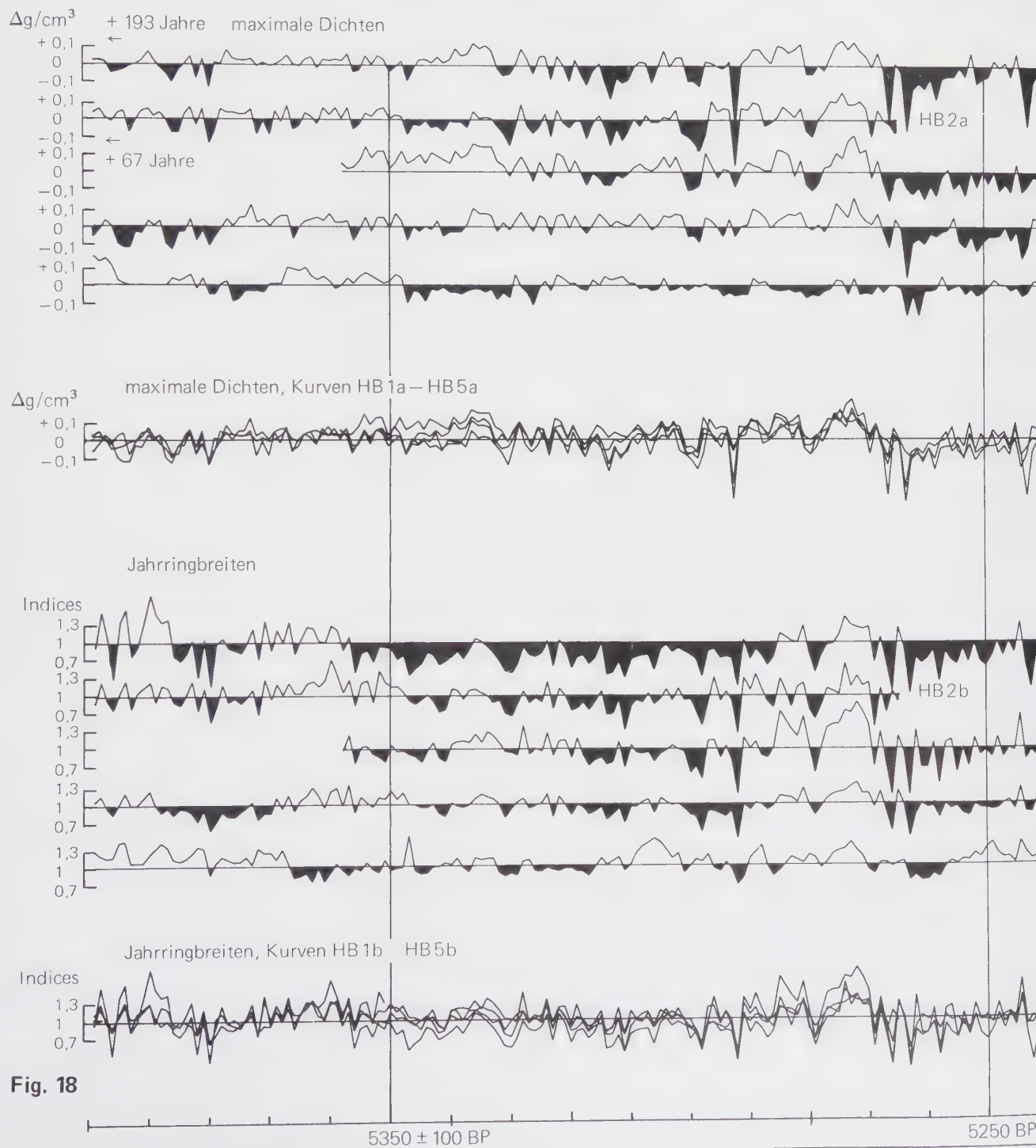
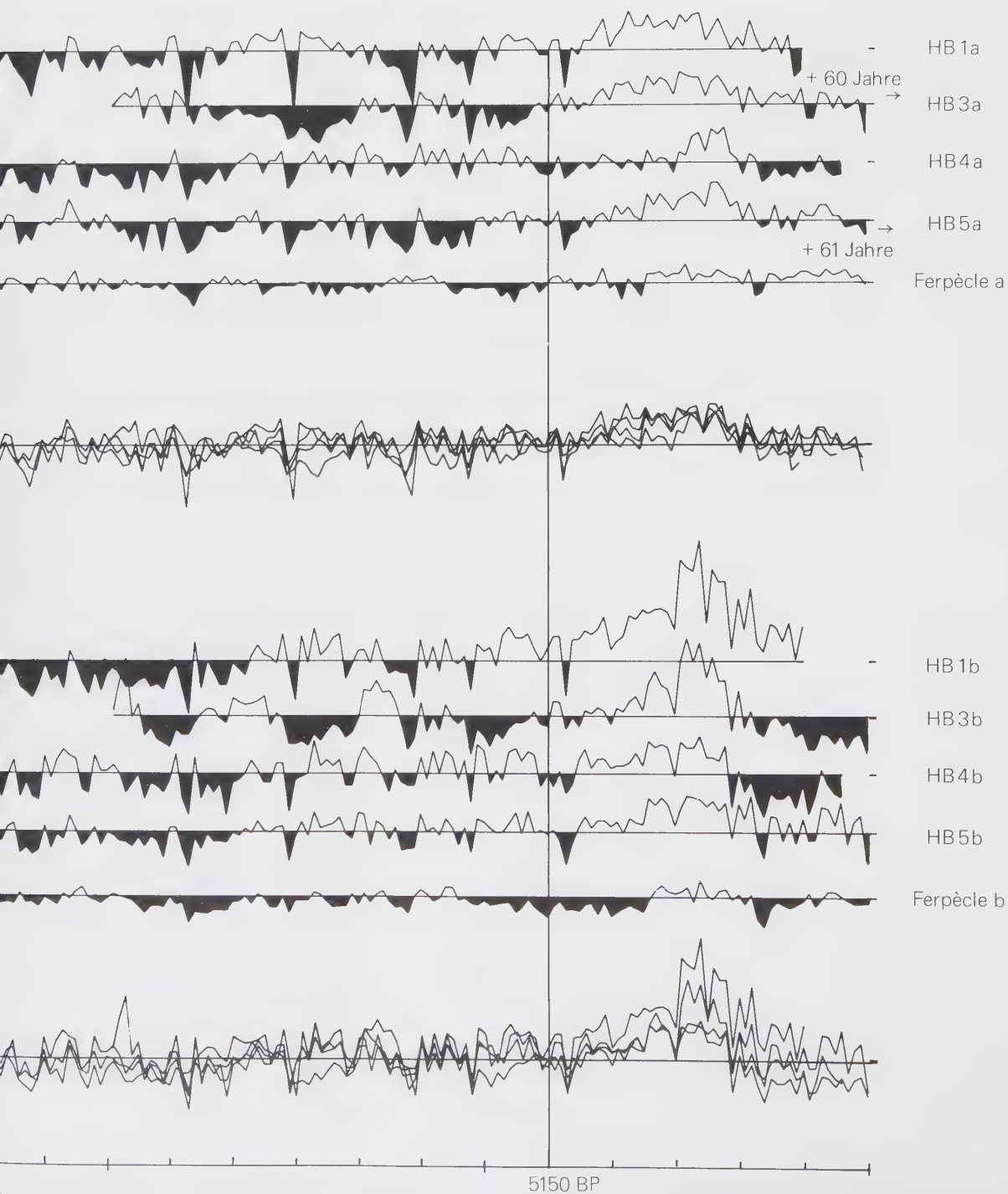


Fig. 18

pècle (Wallis) im Zeitraum 5400–5100 ± 100 BP



In der zweiten Darstellung wurden die Kurven von Höhenbiel übereinander gezeichnet. Damit soll die gute Übereinstimmung noch verdeutlicht werden. Dieses Beispiel zeigt, dass alterstrendfreie, homogenisierte Kurven gemittelt werden dürfen, sofern sie ähnliche Kurvenamplituden und Sensitivitäten aufweisen.

Aufgrund der Weiserjahre konnte die 583-jährige Lärche von Combe de Ferpècle (ROETHLISBERGER 1976) eindeutig mit den Bäumen von Höhenbiel synchronisiert werden. Im Gegensatz zu den sensitiven Jahrringreihen von Höhenbiel zeigt jene von Combe de Ferpècle (Ferpècle a) einen ausgeglichenen Kurvenverlauf und geringe Kurvenamplituden. Dieses unterschiedliche Kurvenbild ist nicht in erster Linie auf die grosse Entfernung der beiden Standorte (rd 100 km) zurückzuführen, sondern auf die ungleichen standortlichen Verhältnisse. Die Bäume von Höhenbiel stammen aus einer waldgrenznahen Lage, derjenige von Ferpècle wurde aus einem 400 m unterhalb der Waldgrenze liegenden Moor geborgen.

In der dritten und vierten Darstellung werden die Jahrringbreiten miteinander verglichen. Die Kurven von Höhenbiel zeigen wiederum einen sehr ähnlichen Verlauf. Im Vergleich zu den maximalen Dichten streuen die Breitenwerte etwas stärker. Auch hier unterscheidet sich das Kurvenbild des Baumes Ferpècle deutlich von den übrigen fünf Jahrringreihen.

Aus diesen Kurvenvergleichen geht hervor, dass Jahrringreihen nicht beliebig gemittelt werden dürfen. Die Datenreihe von Ferpècle würde bei der Mittelkurvenberechnung das für den Standort Höhenbiel charakteristische Kurvenbild verfälschen. Jahrringsequenzen von Bäumen verschiedener Standorte dürfen also nur gemittelt werden, falls sie sehr ähnliche Sensitivitäten und Kurvenamplituden aufweisen (vgl. Fig. 20).

Legende zu Fig. 18:

- Hb1a - Hb5a: Maximale Dichtekurven von fünf fossilen Lärchen aus dem Moor Höhenbiel, Urserental, 1'970 m.ü.M., waldgrenznaher Bereich
- Ferpècle a: Maximale Dichtekurve einer fossilen Lärche aus Combe de Ferpècle, Wallis, 1'730 m.ü.M., rd. 400 m unterhalb der heutigen Waldgrenze (ROETHLISBERGER 1976 und ROETHLISBERGER, unveröff. Manuskript.)
- Hb1b - Hb5b
- + Ferpècle b: entsprechende Breitenwerte

Korrelations- und Gleichläufigkeitswerte (vgl. Tab. 7)

Sowohl bei den maximalen Dichten als auch bei den Jahrringbreiten liegen die berechneten Korrelations- und Gleichläufigkeitswerte der Kurven Höhenbiel deutlich über der Testgrenze (Signifikanzniveau = 95 %). Ein Vergleich der fünf Bäume von Höhenbiel mit jenem von Ferpèche zeigt, dass die Korrelationen bei einem Signifikanzniveau von 95 % nur knapp oder nicht gesichert sind.

Auffallend ist, dass sowohl Korrelations- und Gleichläufigkeitswerte der Jahrringbreiten innerhalb des Standortes Höhenbiel höher sind als diejenigen der maximalen Dichte. Laut bisherigen Untersuchungen an rezenten Nadelhölzern aus der subalpinen Stufe sind die Korrelationswerte der maximalen Dichte im allgemeinen höher als diejenigen der Jahrringbreiten (SCHWEINGRUBER et al 1979, BIRCHER 1982). Es ist bis heute unklar, warum die Jahrringbreiten der Lärchen von Höhenbiel solch gute Übereinstimmung zeigen. Die Ursachen können einerseits standorts- andererseits holzartspezifischer Art sein.

	Gleichläufigkeitsmatrix (%)						Korrelationsmatrix					
HB1 Max.Dichte	-						-					
Jahrringbreite	-						-					
HB2 Max.Dichte	75,0	-					0,689	-				
Jahrringbreite	84,3	-					0,718	-				
HB3 Max.Dichte	73,9	-	-				0,442	-	-			
Jahrringbreite	67,9	-	-				0,595	-	-			
HB4 Max.Dichte	72,8	67,2	73,0	-			0,623	0,548	0,338	-		
Jahrringbreite	74,6	71,0	73,0	-			0,554	0,627	0,517	-		
HB5 Max.Dichte	76,0	70,9	78,6	73,6	-		0,674	0,505	0,618	0,625	-	
Jahrringbreite	77,9	73,1	76,5	76,4	-		0,788	0,680	0,525	0,691	-	
FEL Max.Dichte	53,8	56,7	71,0	60,6	63,5	-	0,232	0,190	0,440	0,184	0,343	-
Jahrringbreite	59,2	52,2	56,3	61,4	55,5	-	0,110	0,143	0,397	0,309	0,201	-
	HB1	HB2	HB3	HB4	HB5	FEL	HB1	HB2	HB3	HB4	HB5	FEL

Tab. 7:

Korrelation und Gleichläufigkeit der Kurven HB1-HB5 und FEL (HB = Höhenbiel, FE = Ferpèche)

Testgrenze für gesicherte Korrelation: 0,19

Testgrenze für gesicherte Gleichläufigkeit: 57,8 %

Signifikanzniveau: 95 %

Min. Umfang: n = 110 (Da die in Fig. 18 dargestellten Kurven unterschiedliche Ueberlappungslängen aufweisen, ist auch der Umfang für die berechneten Korrelationen und Gleichläufigkeiten verschieden.)

Mittlere Korrelationskoeffizienten:	Mittlere Gleichläufigkeiten:
Alle Proben Höhenbiel:	
Maximale Dichte: 0,56	73,4 %
Jahrringbreite: 0,63	74,9 %
Höhenbiel/Ferpèche:	
Maximale Dichte: 0,28	63,1 %
Jahrringbreite: 0,23	58,4 %

5.6 Lärchen- und Fichtenchronologien aus der subalpinen Stufe der Schweiz

Nach dem Abschluss der Datenverarbeitung liegen heute aus dem Alpenraum und speziell aus dem Urserental folgende Lärchen- und Fichtenchronologien vor:

Schwimmende Chronologien (floating chronologies):

(EK = Einzelkurve, MK = Mittelkurve, L = Lärche, F = Fichte)

Zeitabschnitt	Gebiet	Bearbeiter
9300-9000 BP, EK,L	Wallis	ROETHLISBERGER 1981
8500-8300 BP, EK,L	Wallis	"
8000-7540 BP, MK,L	Wallis	", BIRCHER, RENNER
7300-6820 BP, MK,L	Urserental, Höhenbiel	RENNER
6700-6310 BP, MK,L	Urserental, Höhenbiel	"
5900-4640 BP, MK,L	Urserental, Höhenbiel	"
5800-5300 BP, EK,L	Wallis, Saas Fee	BIRCHER
5540-4960 BP, EK,L	Wallis, Combe de Ferpècle	ROETHLISBERGER
4450-4130 BP, MK,L,F	Urserental, Höhenbiel	RENNER
4180-3506 BP, MK,L,F	Urserental, Höhenbiel	"
3900-3260 BP, MK,L	Urserental, Höhenbiel, Allalingslettscher (Wallis)	", BIRCHER, ROETHLISBERGER
3800-3650 BP, MK,F	Urserental, Talboden	RENNER
3500-3280 BP, MK,F	Urserental, Talboden	"
2950-2700 BP, MK,F	Urserental, Talboden	"
2750-2420 BP, MK,F	Urserental, Talboden	"
2400-2100 BP, MK,F	Urserental, Talboden	"
1850-1550 BP, MK,F	Urserental, Talboden	"
1950-1510 BP, MK,L	Wallis, Aletschgebiet	", ROETHLISBERGER, HOLZHAUSER
1200-950 BP, MK,L	Wallis	ROETHLISBERGER, RENNER, HAAS

Absolute Chronologien:

1976 n.Chr. - 1269 n.Chr.	MK,F	Lauenen, Berner- oberland	SCHWEINGRUBER et al 1979
1978 n.Chr. - 1324 n.Chr.	MK,F	Obergurgl, Tirol	LAMPRECHT 1978
1742 n.Chr. - 1164 n.Chr.	MK,L	Wallis	ROETHLISBERGER, RENNER, HOLZ- HAUSER

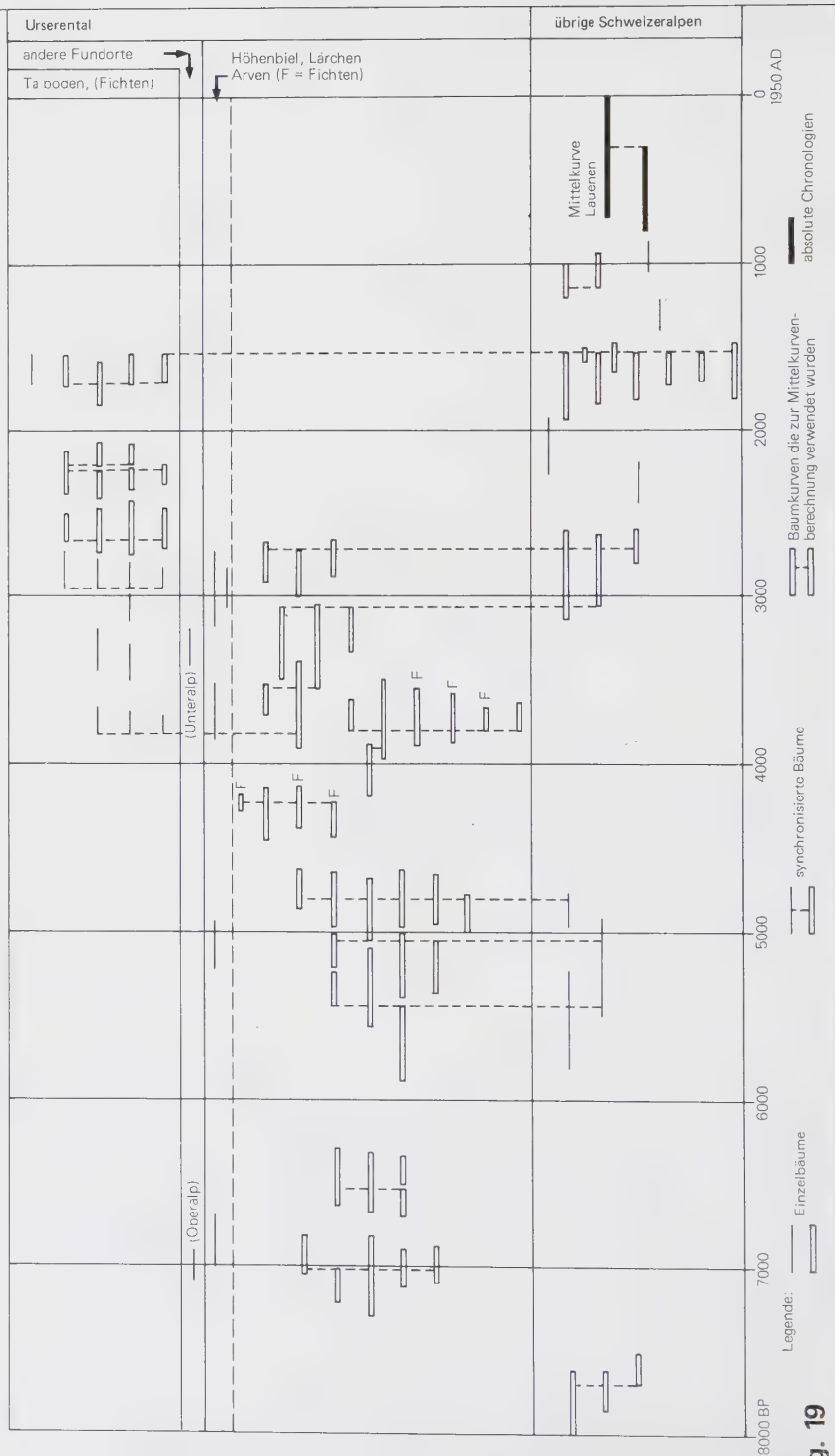


Fig. 19

6. KLIMAREKONSTRUKTION MIT NADELHÖLZERN AUS KALTFEUCHTEN LAGEN DER SUBALPINEN STUFE

6.1 Dendroklimatologische Untersuchungen an rezenten Nadelhölzern aus der subalpinen Stufe

Bisherige Untersuchungen an rezenten Nadelhölzern aus subalpinen, kaltfeuchten Lagen haben gezeigt, dass die Sommerwitterung das Dichtewachstum der Spätholzzellen beeinflusst. Von den verschiedenen Klimaparametern begrenzt die Sommertemperatur (Juli bis September) oder ein mit ihr in Beziehung stehender Faktor das Dichtewachstum der Spätholzzellen am nachhaltigsten (SCHWEINGRUBER, SCHAER 1976, SCHWEINGRUBER et al 1978, 1979, BIRCHER 1982).

6.1.1 Räumlicher Gültigkeitsbereich

SCHWEINGRUBER et al (1979) haben gezeigt, dass maximale Dichtekurven innerhalb des Alpenraumes sehr ähnlich verlaufen. Mit Hilfe von Gleichläufigkeitsberechnungen wurden zahlreiche Standorte in Europa miteinander verglichen. Aufgrund dieser Berechnungen war es möglich, Areale signifikant ähnlicher Dichtechronologien zu ermitteln.

Neben guten Übereinstimmungen von Proben der Zentralalpen mit solchen aus den Ostalpen konnten auch enge Beziehungen zwischen Kurven der Hohen Tatra und der Wiener Schneeberge festgestellt werden. Chronologien aus dem Alpenraum sind zudem synchronisierbar mit solchen aus Südengland, Schottland und Südschweden.

6.2 Klimatologische Aussagen und räumlicher Gültigkeitsbereich von Chronologien fossiler Nadelhölzer

Aufgrund der dendroklimatologischen Untersuchungen an rezenten Hölzern ist es möglich, mit gut erhaltenen fossilen Baumstämmen Rückschlüsse über die sommerlichen Temperaturverhältnisse (Juli bis September) während des Postglazials zu gewinnen. Der Aussagegehalt einer Jahrringreihe, die mit Nadelbäumen eines subalpinen, kaltfeuchten Standortes aufgebaut wurde, kann zudem für weite Bereiche des Alpenraumes Gültigkeit haben.

Bevor wir allerdings maximale Dichtekurven fossiler Hölzer klimatologisch auswerten können, gilt es folgende Punkte zu berücksichtigen:

Die ehemaligen Standortverhältnisse und die das Jahrringwachstum beeinflussenden Umweltfaktoren sind nicht bekannt. Die Bildung der maximalen Dichte kann durch klimatische und nichtklimatische Einflüsse (Bodenbeschaffenheit, Nährstoffe, soziologische Stellung,

Schädlinge usw.) gesteuert werden. Datenreihen von Bäumen, deren Wachstum hauptsächlich durch nichtklimatische Fremdeinflüsse beeinflusst wurde, sind für Klimarekonstruktionen nicht brauchbar (BIRCHER 1982). Der klimatologische Aussagewert von Jarringchronologien fossiler Bäume kann erst dann überprüft werden, wenn Synchronisationen mit Hölzern aus entfernten geographischen Räumen gelingen. Stimmen die Kurven von zwei weitauseinanderliegenden Standorten gut überein, erhalten wir die Gewissheit, dass das Dichtewachstum durch einen ähnlichen, überregional wirkenden Faktor bestimmt wurde. Die Datenreihen enthalten demzufolge gute paläoklimatologische Informationen, denn nur das Klima kann die Jahrringbildung über weite Distanzen gleichartig steuern.

Die vorliegenden Untersuchungen sollen zeigen, dass Dichtekurven aus kaltfeuchten Gebieten der subalpinen Stufe über weite Distanzen ähnlich verlaufen und dass mit fossilen Hölzern die Erfassung des postglazialen Klimageschehens möglich ist:

Beispiel A: Schwankungen der maximalen Dichten und Jahrringbreiten von fossilen Lärchen aus dem Moor Höhenbiel und der linken Seitenmoräne des Allalingletschers im Zeitraum von 2'950 - 2'650 $\pm$ 100 BP (vgl. Fig. 20)

Die Synchronisation der Chronologien von Höhenbiel und Allalin erlaubt eine Überprüfung der Datenreihen auf ihren klimatologischen Aussagewert.

Ähnliche Kurvenamplituden und Sensitivitäten (Fig. 20) und die hohen Gleichläufigkeits- und Korrelationswerte (Tab. 8) bezeugen einen weitgehend gleichsinnigen Verlauf der Kurven, obwohl die Standorte Höhenbiel und Allalin rund 75 km voneinander entfernt liegen. Diese gute Übereinstimmung ist im wesentlichen darauf zurückzuführen, dass alle sechs Bäume aus waldgrenznahen Gebieten stammen, wo das Baumwachstum sehr stark durch die tiefe Sommertemperatur begrenzt wird.

Aufgrund des Vergleichs der Datenreihen von Höhenbiel und Allalin sind folgende Schlüsse erlaubt:

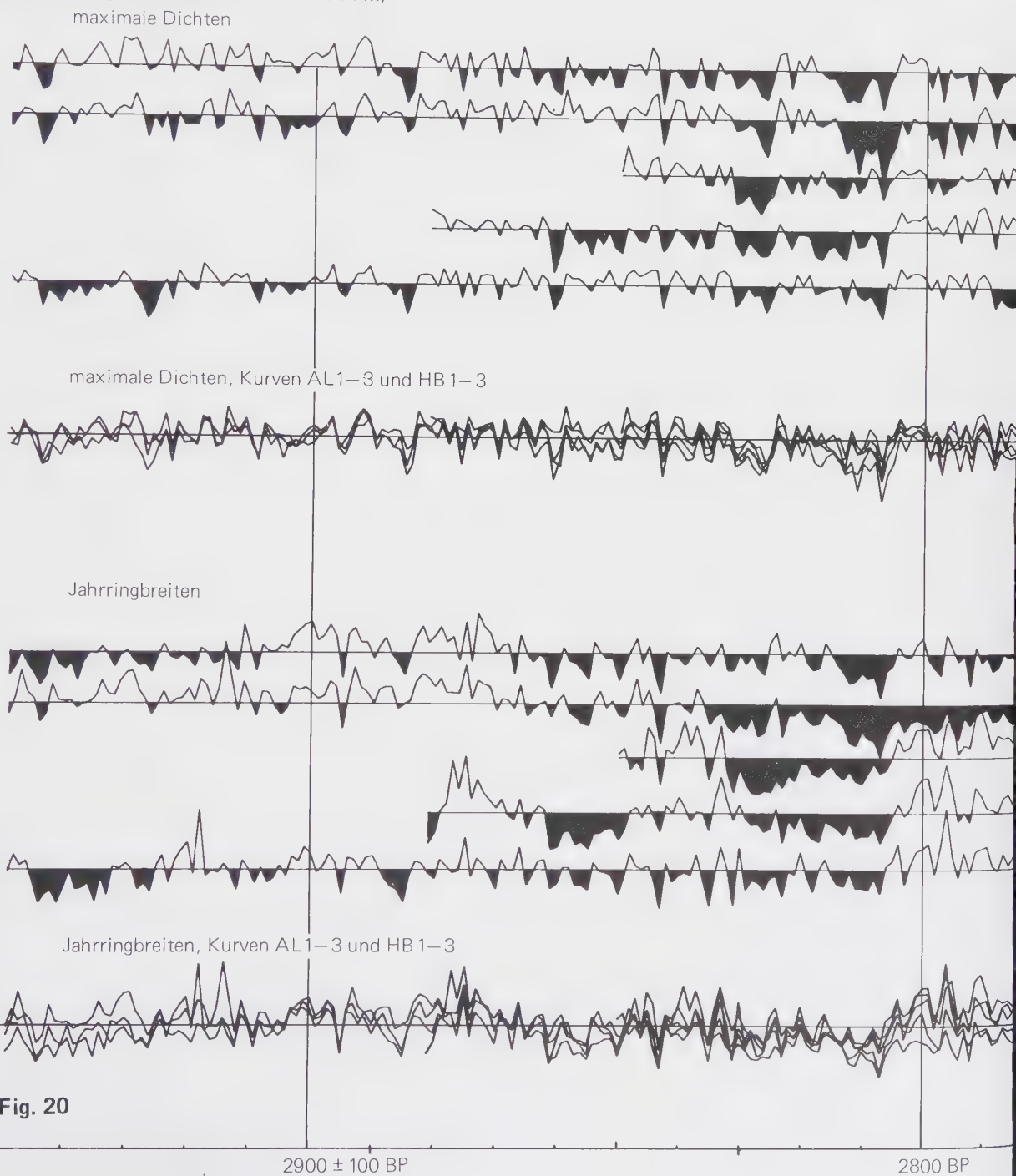
1. An beiden Standorten herrschen ähnliche klimatische Bedingungen.
2. Die Jahrringkurven von Höhenbiel und Allalin haben überregionale Gültigkeit.
3. Bäume aus waldgrenznahen Bereichen eignen sich sehr gut zur Erstellung von Jahrringchronologien, weil die Sommertemperatur das Jahrringwachstum mit zunehmender Höhe immer mehr begrenzt.
4. Die Jahrringreihen von Höhenbiel und Allalin ermöglichen die jährliche Temperaturerfassung langer Zeitperioden im Postglazial

Legende zu Fig. 20:

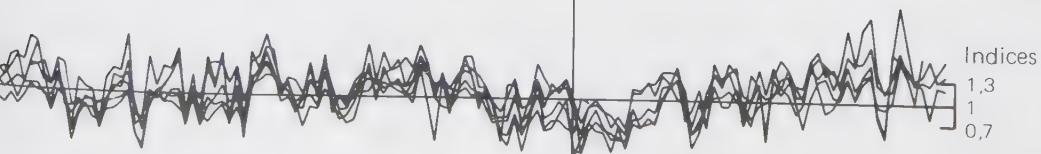
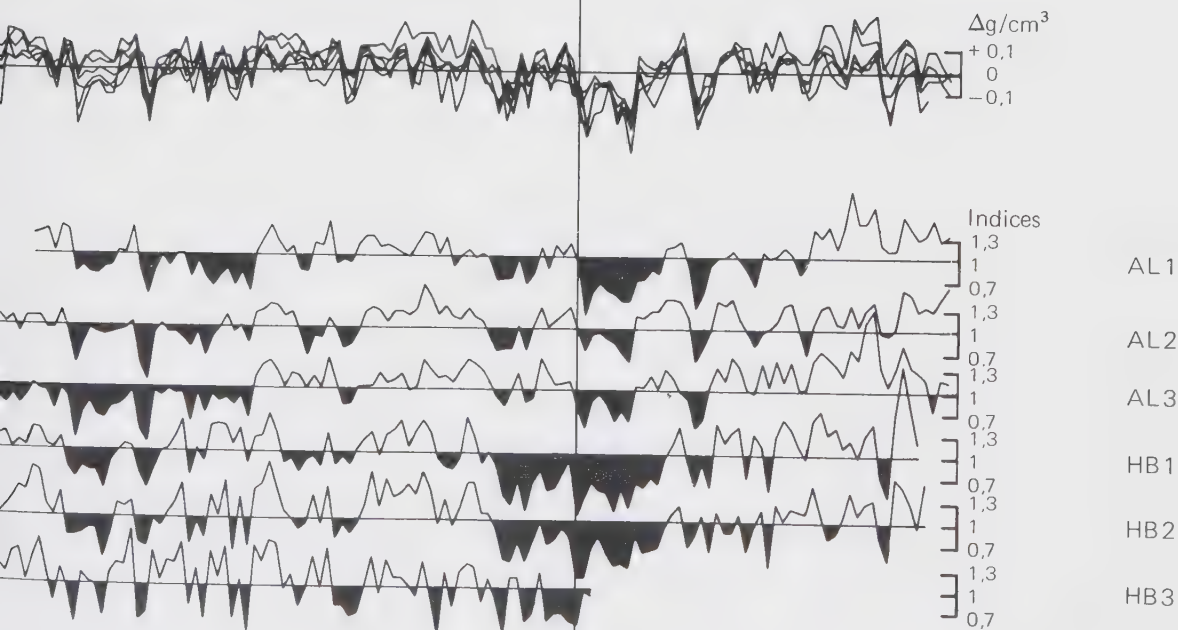
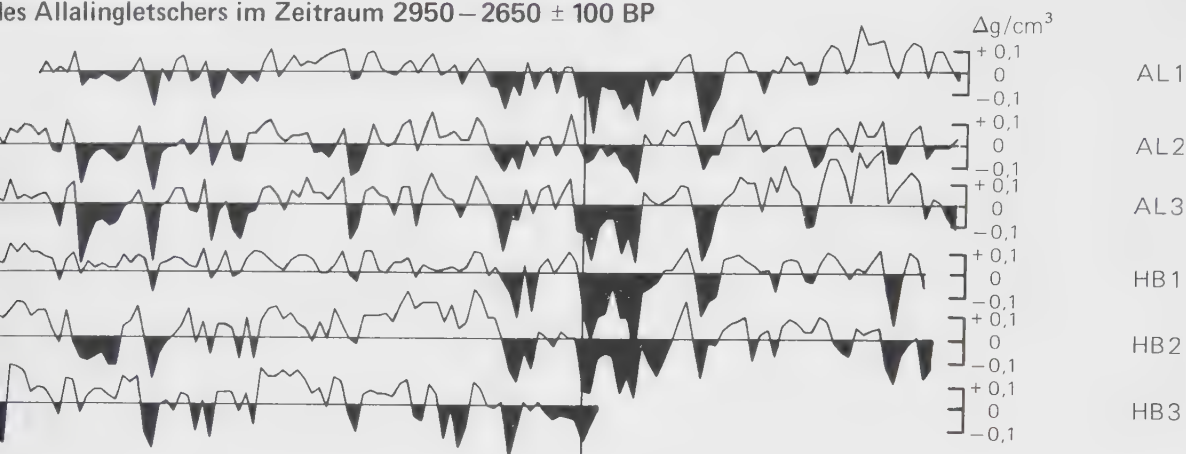
- Kurven Al 1a - Al 3a: Maximale Dichtekurven von fossilen Lärchen aus der Seitenmoräne des Allalingletschers, 2'190 m.ü.M., Bearbeiter: BIRCHER (1982), ROETHLISBERGER (1980)
- Kurven Hb 1a - Hb 3a: Maximale Dichtekurven von fossilen Lärchen aus dem Moor Höhenbiel, 1'970 m.ü.M.
- Kurven Al 1b - Al 3b: entsprechende Breitenwerte
- Kurven Hb 1b - Hb 3b: entsprechende Breitenwerte

Indexierte Jahrringreihen von fossilen Lärchen aus dem Moor Höhenbiel und der linken Seitenmoräne

(Entfernung der beiden Standorte = 75 km)



des Allalingletschers im Zeitraum 2950–2650 ± 100 BP



AL = Allalín
HB = Höhenbiel
Renner und Bircher 1982

2700 BP

Gleichläufigkeitsmatrix maximale Dichte							Gleichläufigkeitsmatrix Jahrringbreite						
AL1	-						AL1	-					
AL2	79.6	-					AL2	71.2	-				
AL3	77.2	79.1	-				AL3	77.6	82.9	-			
HB1	64.3	73.7	72.5	-			HB1	74.0	76.5	74.9	-		
HB2	73.6	77.6	78.1	68.4	-		HB2	72.7	73.5	71.4	77.6	-	
HB3	68.9	77.4	73.9	76.5	74.0	-	HB3	68.0	75.0	72.4	82.5	79.6	-
	AL1	AL2	AL3	HB1	HB2	HB3		AL1	AL2	AL3	HB1	HB2	HB3
(Gleichläufigkeit in %)							(Gleichläufigkeit in %)						

Korrelationsmatrix maximale Dichte							Korrelationsmatrix Jahrringbreite						
AL1	-						AL1	-					
AL2	.834	-					AL2	.702	-				
AL3	.651	.730	-				AL3	.692	.685	-			
HB1	.546	.575	.550	-			HB1	.461	.342	.500	-		
HB2	.698	.604	.649	.517	-		HB2	.607	.427	.479	.628	-	
HB3	.551	.511	.634	.540	.705	-	HB3	.634	.427	.540	.727	.784	-
	AL1	AL2	AL3	HB1	HB2	HB3		AL1	AL2	AL3	HB1	HB2	HB3

ab. 8: Korrelation und Gleichläufigkeit der Kurven Höhenbiel - Allalin
HB = Höhenbiel, AL = Allalin

Testgrenze für gesicherte Gleichläufigkeit: 57,5 %
 Testgrenze für gesicherte Korrelation: 0,22
 Signifikanzniveau: 95 %
 Min. Umfang: n = 78

(Da die in Fig. 20 dargestellten Kurven unterschiedliche Ueberlappungslängen aufweisen, ist auch der Umfang für die berechneten Korrelationen und Gleichläufigkeiten verschieden.)

Mittlerer Korrelationskoeffizient:

	Standort Höhenbiel	Standort Allalin	Höhenbiel-Allalin
maximale Dichte	0,59	0,73	0,59
Jahrringbreite	0,71	0,69	0,49

Mittlere Gleichläufigkeit:

	Standort Höhenbiel	Standort Allalin	Höhenbiel-Allalin
maximale Dichte	73,0 %	78,6 %	73,3 %
Jahrringbreite	79,9 %	77,2 %	73,2 %

Beispiel B: Schwankungen der maximalen Dichten von 1500 - 1700 n.Chr.
im Alpenraum.

In der vorliegenden Untersuchung gelang es, folgende sechs Dichte-
chronologien (Abb. 21 und 22) aus dem Alpenraum zu synchronisieren:

- Kurve 1: Mittelkurve Lauenen (Berneroberland)
SCHWEINGRUBER et al (1979)
Absolute Chronologie (Fichte) 1'500 m.ü.M.
Belegungsdichte: 10 - 25fach
- Kurve 2: Mittelkurve Obergurgl (Tirol)
LAMPRECHT (1978)
Absolute Chronologie (Fichte) 1'930 m.ü.M.
Belegungsdichte: 10 - 20fach
- Kurve 3: Einzelkurve, Lärche, Gletschervorfeld (Grundmoräne) des
Arollagletschers 2'030 m.ü.M.
Bergung und densitometrische Analyse: ROEHTLISBERGER F.
- Kurve 4: Einzelkurve, Lärche, Gletschervorfeld (Grundmoräne) des
Arollagletschers 2'030 m.ü.M. Der Baum wurde nach 1625
vom Gletscher überfahren.
Bergung und densitometrische Analyse: ROEHTLISBERGER F.
- Kurve 5: Einzelkurve, Lärche, Gletschervorfeld des Glacier de Miage
(Südseite des Mt. Blanc) 1'830 m.ü.M. Die Lärche ist 1639
wegen des Vorstosses des Glacier de Miage abgestorben.
Bergung des Holzes: AESCHLIMANN (Diss. in Vorbereitung)
Densitometrische Analyse: RENNER
- Kurve 6: Einzelkurve, Lärche, Aletschgebiet 1'740 m.ü.M.
Bergung des Holzes: HOLZHAUSER (Diss. in Vorbereitung)
Densitometrische Analyse: RENNER

Fundorte der jahrringanalytisch
untersuchten Proben



Schwankungen der maximalen Dichten von 1500 n. Chr. im Alpenraum

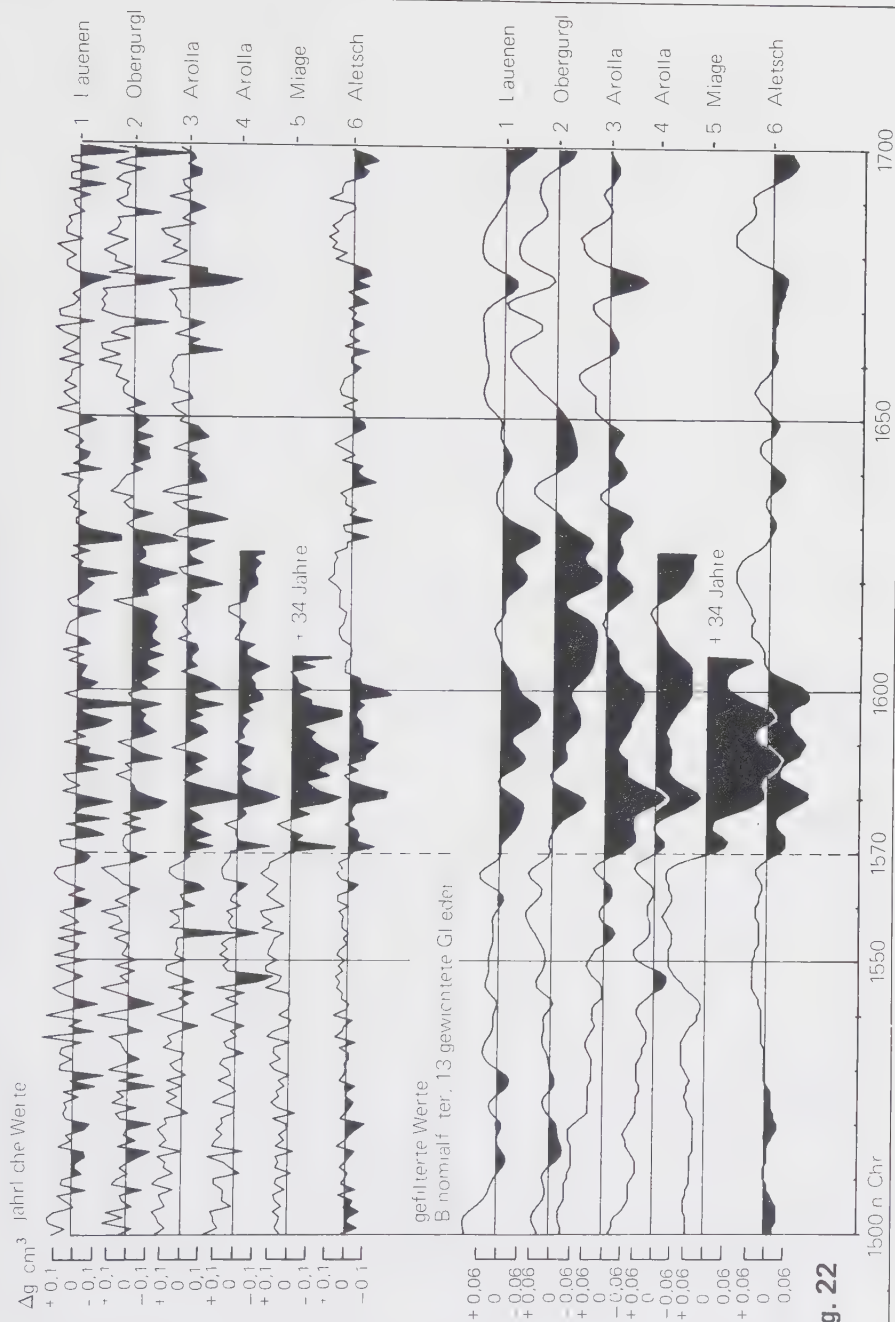


Fig. 22

Aufgrund der Weiserjahre lassen sich die sechs Dichtekurven von Fig. 22 einwandfrei synchronisieren, obwohl die einzelnen Standorte z.T. sehr weit voneinander entfernt liegen (vgl. Fig. 21). Erstaunlich gut ist die Uebereinstimmung der Kurve Obergurgl mit jenen von Lauenen und Arolla. Dieses Beispiel zeigt, dass das Dichtewachstum der Spätholzzellen in kaltfeuchten Gebieten des Alpenraumes gleichartig beeinflusst wird. Dementsprechend gut sind auch die klimatologischen Informationen, welche wir durch die densitometrische Analyse von Nadelhölzern aus der subalpinen Stufe gewinnen können. So zeigen die Kurven von Fig. 22 in der Periode von 1500 - 1570 n.Chr. mehrheitlich überdurchschnittliche Werte an und weisen somit auf günstige klimatische Verhältnisse hin.

Auffallend ist das plötzliche Absinken der maximalen Dichte um 1570 bei allen sechs Kurven (vgl. geglättete Kurven). Die anschliessend tiefen Dichtewerte belegen eine ungünstige und kühle Klimaperiode zwischen 1570 und 1650.

Mit Hilfe historischer Quellen (PFISTER 1979, 1980) und gletscher-geschichtlicher Untersuchungen (MESSERLI et al 1975, FURRER et al 1980) konnte diese Klimaverschlechterung bereits mehrfach nachgewiesen werden. Nach PFISTER (1980) war die Periode 1565 - 1630 gekennzeichnet durch kühle und vor allem nasse Sommer; kalte, überwiegend trockene Winter und Frühjahre; warme und eher trockene Herbst. Der Autor weist auch darauf hin, dass die Temperaturen im Dezennium 1570 - 1579 während aller Monate des Jahres sehr stark zurückgingen und dass gleichzeitig die Niederschlagstätigkeit sehr stark anstieg. Zudem schreibt er von einer extrem langen winterlichen Schneedauer in den Jahren 1570/71 und 1572/73.

Aufgrund des Studiums der historischen Datenquellen ist es PFISTER (1980) gelungen, klimatologische Informationen über alle Monate des Jahres zu gewinnen. Maximale Dichtekurven geben im allgemeinen nur über die Temperaturverhältnisse der Monate Juli bis September Auskunft.

Die Untersuchungen von PFISTER zeigen, dass die Klimaverschlechterung am Ende des 16. Jahrhunderts und zu Beginn des 17. Jahrhunderts nicht nur auf diese Monate beschränkt war.

Zusammenfassend können aufgrund der Holzdichtekurven folgende Aussagen über die erste neuzeitliche Klimaverschlechterung gemacht werden:

Nach einer ausgeglichenen, mehrheitlich überdurchschnittlichen Dichtephase zwischen 1470 und 1570 folgt eine 70 - 80 Jahre dauernde Periode unterdurchschnittlicher maximaler Dichte. Das rapide Absinken um 1570 deutet auf eine plötzliche Klimaverschlechterung resp. Abkühlung hin. Der Wechsel von hoher zu tiefer maximaler Dichte erfolgt in allen sechs Kurven aus verschiedenen Regionen des Alpenraumes praktisch gleichzeitig. Das Jahr 1570 markiert einen markanten Wendepunkt von einer wärmeren zu einer kühleren Klimaperiode.

6.3 Beziehungen zwischen Gletscherschwankungen und Schwankungen der maximalen Dichte

Auf Klimaschwankungen reagieren die Gletscher mit Veränderung ihrer Ausdehnung. Bisherige Untersuchungen haben gezeigt, dass das Verhalten der Gletscher im wesentlichen durch die Sommertemperatur von Mai bis September gesteuert wird (HOINKES 1967, 1971, SUTER 1981). Ungünstige, kalte Sommer bewirken eine positive, warme Sommer eine negative Massenbilanz.

SUTER + GAMPER (1978) und SUTER (1981) haben den Einfluss der Temperatur auf die Längenänderungen von Gletscherzungen untersucht. Dabei konnten 77 % der Zungenlängenänderungen eines "mittleren Gletschers" direkt aus den Temperaturwerten erklärt werden. Im weiteren konnten sie nachweisen, dass die Gletscher in der Periode 1897 - 1959 mit Verzögerungszeiten von 0 - 16 Jahren auf Temperaturschwankungen reagierten. Diese Verzögerungszeit war umso länger, je grösser die Fläche eines Gletschers war.

Wieweit der Anteil der Niederschläge am Verhalten der Gletscher beteiligt ist, konnte bisher nur schwer nachgewiesen werden. SUTER (1981) konnte allerdings eine Beziehung zwischen den winterlichen Niederschlägen und den Zungenlängenänderungen nachweisen. Er stellte aber auch fest, dass sich die sommerlichen Temperaturen in der Periode 1901 - 1960 wesentlich entscheidender auf das Verhalten der Gletscherzungen auswirkten als die winterlichen Niederschläge. HOINKES (1971) weist auch darauf hin, dass sommerliche Schneefälle die Massenbilanz der Gletscher wesentlich beeinflussen können.

Neben diesen klimatischen Einflüssen ist das Verhalten der Gletscher auch von der Geländebeschaffenheit abhängig. Gletscher mit einem steilen Zungenbett reagieren rascher als jene in flachem Gelände.

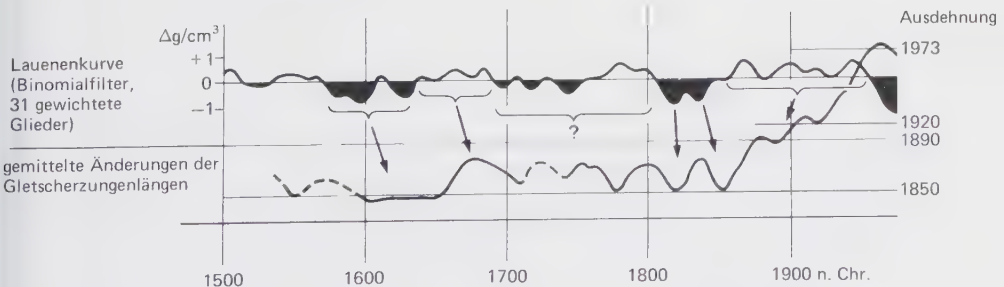


Fig. 23: Lauenenkurve n. SCHWEINGRUBER et al 1979
Gletscherkurve n. FURRER et al 1980
Hochstandsperioden: 1600-1650, 1710, 1740, 1780, 1820, 1850

Trotz dieser zahlreichen Faktoren, die das Verhalten der Gletscher bestimmen, ergeben sich im Zeitabschnitt zwischen 1600 n.Chr. bis heute gewisse Beziehungen zwischen den Gletscherschwankungen und den Schwankungen der maximalen Dichte. Wie aus Fig. 23 hervorgeht, reagieren die Gletscher aber mit Verzögerung auf klimatische Einflüsse. Aufgrund der Dichtekurven von Fig. 22 und der Untersuchungen von PFISTER (1980) muss angenommen werden, dass um 1570 eine markante, 70-80 Jahr dauernde, ungünstige Klimaperiode einsetzte. Die Gletscherhochstände erfolgten im allgemeinen aber erst nach 1600. Gut belegt ist ein Vorstoss des unteren Grindelwaldgletschers, der um 1600 eine grosse Ausdehnung erreichte (ZUMBUEHL in MEESERLI et al 1975). Ein Baumstamm im Gletschervorfeld des Arollagletschers (Kurve 4, Fig. 22) wurde erst nach 1625 vom Gletscher überfahren, da der letzte Jahrring dieser Lärche im Jahre 1625 gebildet wurde. Der Glacier de Miage erreichte um das Jahr 1639 einen ersten Hochstand, der später nur noch vom Maximalstand von 1820 übertroffen worden ist (AESCHLIMANN, schriftl. Mitt.). Der Hochstand des Miagegletschers ist sowohl dokumentarisch als auch durch das Absterben einer Lärche (Kurve 5, Fig. 22) belegt (AESCHLIMANN in Vorbereitung). Nach dem Beginn der Klimaverschlechterung um 1570 benötigte dieser Gletscher also rund 70 Jahre bis er einen ersten Hochstand erreichte. Diese Tatsache lässt vermuten, dass der Glacier de Miage vor 1570 ziemlich weit zurückgeschmolzen war.

7. SCHWANKUNGEN DER MAXIMALEN DICHTEN UND JAHRRINGBREITEN WAEHREND DER LETZTEN 8'000 JAHRE

7.1 Kurvenmerkmale

Vor der Besprechung der Mittelkurven müssen noch einige Punkte erwähnt werden, die für das Verständnis der Chronologien notwendig sind:

Belegungsdichte

Die vorhandenen Chronologien sind über weite Strecken aus mindestens drei verschiedenen Baumkurven zusammengesetzt. Einzelne Zeitabschnitte sind 5-6fach belegt, andere, vor allem Beginn und Ende der Mittelkurven nur 1-2fach. Jede "Baumkurve" entspricht einer Mittelkurve von mindestens zwei Radian.

Ich bin mir bewusst, dass eine bessere Belegungsdichte wünschenswert wäre und dass gewisse Kurven noch der Bestätigung bedürfen. Bei der Interpretation der nachfolgenden Chronologien gilt auch zu berücksichtigen, dass Kurven, die aus mehreren Bäumen bestehen, im allgemeinen geringere Amplituden aufweisen als solche, die nur 1-2fach bestätigt sind, denn bei besserer Belegungsdichte werden die Extremwerte ausgeglichen.

Kurven der Jahreswerte

Die annuellen Kurvendarstellungen der maximalen Dichten und Jahrringbreiten (Fig. 27 im Anhang) liefern wertvolle Hinweise über die jährlichen Veränderungen der Werte und über die kurzfristigen Schwankungen. Zudem ermöglichen es diese Kurven festzustellen, wann ausgeglichene und wann stark schwankende Wachstumsverhältnisse herrschten. Diese Art Darstellung lässt aber oft nicht erkennen, ob die Werte während einer bestimmten Periode insgesamt über- oder unterdurchschnittlich sind.

Gefilterte Werte und langfristige Kurvenschwankungen

In den vorliegenden Untersuchungen wollte ich hauptsächlich die langphasigen Dichteschwankungen innerhalb der Jahrringchronologien ermitteln. Deshalb wurden die Jahreswerte mit einem Low Pass Filter (Binomialfilter, 31 gewichtete Glieder; $\left(\frac{n}{x}\right) n = 30, x = 0, \dots, 30$) geglättet. Schwankungen mit Wellenlängen unter acht bis elf Jahren werden auf diese Art herausgefiltert, kurzfristige und jährliche Werteschwankungen kommen nicht mehr zum Ausdruck.

Beurteilung der langfristigen Schwankungen:

Die Veränderungen der maximalen Dichten der letzten Jahrhunderte bilden den Massstab zur Beurteilung früherer Kurvenabschnitte, weil im neuzeitlichen Bereich die Gültigkeit der Dichtekurven mit klimatologischen Beobachtungen bestätigt werden kann. Als Basis dient eine 700 Jahre umfassende Kurve aus der subalpinen Stufe des Berner Oberlandes, die sogenannte Lauenenkurve. Da es, wie bereits erwähnt, vor allem darum geht, die langphasigen Dichteschwankungen zu ermitteln, wurde die Lauenenkurve mit dem oben erwähnten Low Pass Filter geglättet und mit der Temperaturkurve der meteorologischen Beobachtungsstation Grosser St. Bernhard verglichen (vgl. Fig. 24).

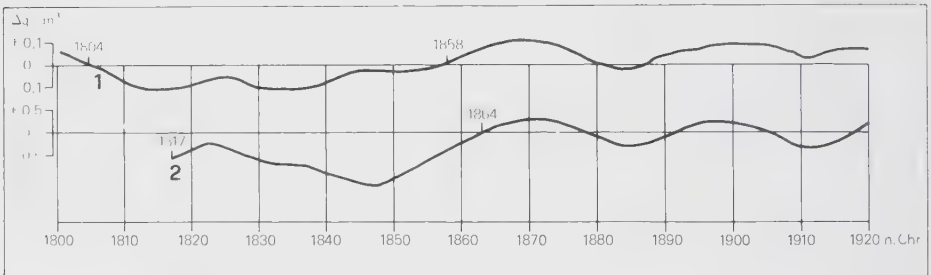


Fig. 24: Kurve 1: Lauenenkurve, Berner Oberland 1'500 m.ü.M.
Abweichung der maximalen Dichte vom Mittelwert
der Periode 1817 - 1960
Low Pass Filter, 31 gewichtete Glieder

Kurve 2: Abweichung der Mitteltemperatur (August-September)
vom Mittelwert der Periode 1817 - 1960
Grosser St. Bernhard, 2'479 m.ü.M.
Low Pass Filter, 31 gewichtete Glieder

Wie Fig. 24 zeigt, verlaufen beide Kurven während der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts unter dem Mittelwert; die Lauenenkurve während 54 Jahren von 1804 - 1858, die Temperaturkurve während 47 Jahren von 1817 - 1864.

Eine nächst frühere, langandauernde Periode tiefer Dichte zeichnet sich zwischen 1570 und 1650 ab. Zwei von drei zur Verfügung stehenden Kurven zeigen während rund 70 Jahren durchgehend unterdurchschnittliche Werte an (vgl. auch Fig. 22). Die Lauenenkurve bewegt sich um 1610 kurz über dem Mittelwert, ansonsten dauert die unterdurchschnittliche Dichteperiode ebenfalls ca. 70 Jahre.

Die beiden Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte zu Beginn des 19. Jahrhunderts und an der Wende des 16./17. Jahrhunderts bilden nun das Mass für die Beurteilung der übrigen Chronologien:

Zeitabschnitte, in denen die Kurven der maximalen Dichten im Low Pass Filter (Digitalfilter, 31 gewichtete Glieder) während mindestens 50 Jahren unterhalb oder oberhalb des Mittelwertes verlaufen, werden als langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher, bzw. überdurchschnittlicher maximaler Dichte bezeichnet.

Aufgrund der bisherigen Untersuchungen an rezenten Hölzern aus der subalpinen Stufe können langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte als kühle Zeitabschnitte bezeichnet werden, Perioden überdurchschnittlicher Dichte als warme Zeitabschnitte (SCHWEINGRUBER et al 1978, 1979, BIRCHER 1982).

In der anschliessenden Mittelkurveninterpretation beziehen sich die Aussagen "kühl" und "warm" auf die Sommermonate Juli bis September.

Bezugshorizonte

Die Werte einer Chronologie schwanken um einen Bezugshorizont, nämlich um den Mittelwert. Aus dem Vergleich von Bezugshorizonten der indexierten Chronologien sind Standorts- und Klimaunterschiede nicht ersichtlich. Streng genommen gelten deshalb klimatische Aussagen, die aus schwimmenden Chronologien gewonnen werden, immer nur für den Zeitraum, der durch die jeweilige Chronologie abgedeckt ist. Je länger aber eine Chronologie ist, desto mehr klimatische Variationen werden erfasst und umso verbindlicher wird dadurch der Bezugshorizont. Bei kürzeren Mittelkurven, die weniger als 300 Jahre aufweisen, können klimatische Variationen einseitig verteilt sein, und die Bezugshorizonte sind wenig verbindlich im Vergleich zu denjenigen der längeren Chronologien. Eine längere Mittelkurve A und eine kürzere Mittelkurve B weisen unter Umständen ähnliche Werteschwankungen um einen Bezugshorizont auf, die klimatisch zu gleichen Aussagen verleiten, obwohl in der Zeitperiode der Chronologie A der Bezugswert durchschnittlich $0,5^{\circ}\text{C}$ höher war als zur Zeit der Chronologie B.

PATZELT (1980) weist darauf hin, dass sich der langfristige Schwankungsbereich der Sommertemperatur während des Postglazials innerhalb von $1,6^{\circ}\text{C}$ und damit in einer relativ engbegrenzten, erstaunlich gleichbleibenden Bandbreite hielt. Aufgrund dieser bisherigen Erkenntnisse über das Postglazial kann angenommen werden, dass die Bezugshorizonte der mehrhundertjährigen Chronologien nahezu gleich sind.

Sensitivität und Kurvenamplituden

Die Sensitivität gibt Auskunft, wie stark die Veränderung zwischen zwei sich folgenden Werten in einer Zeitreihe ist. Mit der Erfassung der Sensitivitäten wird festgestellt, in welchem Masse das Wachstum der Bäume an bestimmten Standorten von Umweltfaktoren beeinflusst wird und in welchen Zeitabschnitten ausgeglichene oder stark schwankende Wachstumsverhältnisse herrschten (SCHWEINGRUBER 1982). Kurven, welche ruhig verlaufen werden als "complacent" bezeichnet, unruhig verlaufende Kurven als "sensitiv". Die Sensitivität wird folgendermassen berechnet: Grösserer minus kleinerer Wert jedes Jahresintervalles, geteilt durch den Durchschnitt beider Jahreswerte.

Die vorliegenden Mittelkurven stammen z.T. von unterschiedlichen Wachstumsstandorten. Deshalb sind nicht alle Jahrringreihen direkt miteinander vergleichbar. Kurven vom selben Standort oder von vergleichbaren Standorten weisen ähnliche Amplituden und Sensitivitäten auf (vgl. Fig. 18 und 20).

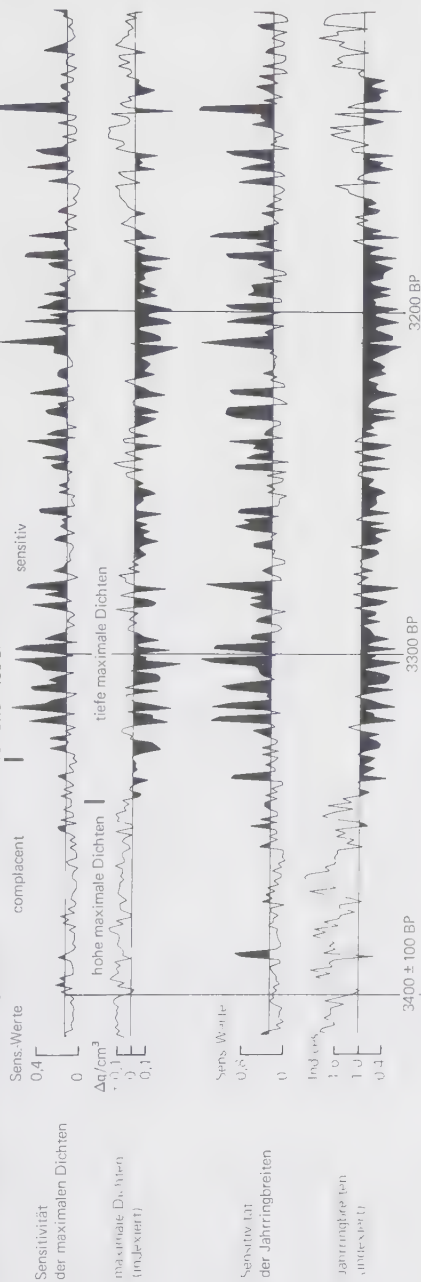
Sobald aber Kurven aus dem Waldgrenzbereich mit solchen aus tieferen Lagen verglichen werden, zeigt sich teilweise ein unterschiedliches Bild (vgl. Kurven Höhenbiel/Combe de Ferpêche, Fig. 18). Die Kurven von maximalen Dichten und Jahrringbreiten von waldgrenznahen Lagen (z.B. Höhenbiel) sind charakterisiert durch durchschnittlich hohe Dichteextremwerte und hohe Sensitivitäten und viele Weiserjahre (vgl. Fig. 25). Die Jahrringsequenzen aus dem Talboden des Urserentals (500 - 600 m unterhalb der Waldgrenze) weisen geringere Kurvenamplituden auf und sind weniger sensitiv als diejenigen von Höhenbiel (vgl. Fig. 25).

Diese Feststellungen lassen sich auf zwei Arten interpretieren:

- Hohe Sensitivitäten können auf eine instabile Witterung während eines Zeitraumes hinweisen, denn grosse Temperaturdifferenzen von Jahr zu Jahr haben ein unruhiges Jahrringwachstum zur Folge.
- Hohe Sensitivitäten können aber auch noch eine zweite Ursache haben: Während einer Periode kühler Sommer wird das Jahrringwachstum vor allem im Waldgrenzbereich stark begrenzt. Die Bäume reagieren während dieser Zeit sehr empfindlich auf geringfügige Temperaturveränderungen, kleine Temperaturdifferenzen haben grosse Unterschiede im Jahrringwachstum zur Folge. Fällt die Sommertemperatur gegenüber dem Mittelwert der kühlen Periode nur leicht ab, wird das Jahrringwachstum auf ein Minimum beschränkt; steigt sie aber leicht an, erfolgt ein verhältnismässig grosser Zuwachs. Während wärmeren Zeitabschnitten wirken sich kleinere Temperaturabsenkungen nicht so stark auf das Jahrringwachstum aus, da ein Baum deswegen noch nicht an die Grenze seiner Lebensfähigkeit gelangt. Dies ist auch der Grund, warum Jahrringsequenzen aus tieferen Lagen einen ausgeglicheneren Verlauf zeigen. Dieselbe Abkühlung, welche im Waldgrenzbereich das Jahrringwachstum stark einschränkt, wirkt sich tiefer unten nicht mehr so extrem aus, da die dort allgemein höheren Temperaturen das Baumwachstum noch nicht in Frage stellen.

Sensitivitäten, maximale Dichten und Jahrringbreiten von Standorten unterschiedlicher Höhenlage

Höhenbühl, Urserental, 1970 m ü.M. (Waldgrenzbereich) Zeitschnitt 3410–3110 ± 100 BP



Basenstein (Zeitschnitt) 11.5 km - M (500–600 m unterhalb der Waldgrenze) Zeitschnitt 2720–2420 ± 100 BP

Sens. Werte

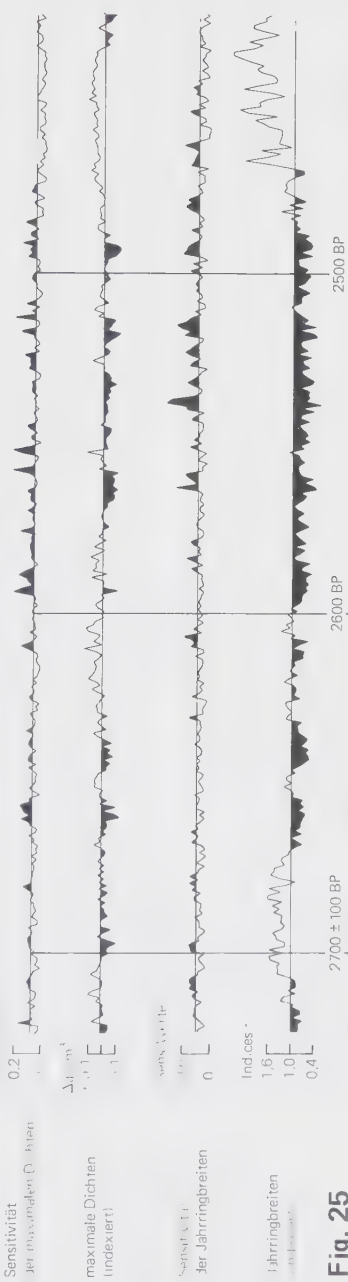


Fig. 25

Die Erfassung der Sensitivitäten in allen Mittelkurven ergab im wesentlichen folgende Erkenntnisse:

- Während Perioden hoher maximaler Dichten zeigen die Kurven fast durchwegs einen ausgeglichenen Verlauf, d.h. sie sind wenig sensitiv.
- Während Zeitabschnitten sehr tiefer maximaler Dichten weisen die Kurven hohe Sensitivitäten auf.
- Perioden leicht unterdurchschnittlicher maximaler Dichten können sensitiv oder komplacent sein, in der Regel aber eher sensitiv.
- Die Kurven der Jahrringbreiten sind sensitiver als diejenigen der maximalen Dichten.
- Jahrringsequenzen aus waldgrenznahen Lagen zeigen einen unruhigeren Verlauf als solche aus tiefen Lagen.

7.2 Zeitliche Einordnung der Chronologien mit ^{14}C -Datierungen

Der Beginn der einzelnen Chronologien wurde aufgrund der ^{14}C -datierten Holzproben festgelegt. Da meist mehrere Baumstämme pro Mittelkurve datiert sind, wurden die ^{14}C -Alter auf den Nullpunkt der Chronologie zurückgerechnet und unter sich gemittelt.

^{14}C -Daten werden normalerweise mit einer Standardabweichung von ± 1 Sigma angegeben. Die Fehlerbreiten der Proben, die für die vorliegende Untersuchung verwendet wurden, lagen zwischen ± 30 und ± 120 . Die Radiokarbonbestimmungen stimmten z.T. sehr gut mit den dendrochronologischen Datierungen überein, manchmal ergaben sich aber zwischen den synchronisierten Positionen und den ^{14}C -Datierungen grössere Abweichungen. Deshalb sollte bei der zeitlichen Einordnung einer Chronologie mindestens eine Fehlerbreite von ± 100 Jahren angenommen werden.

In Fig. 26 wird der Einfachheit halber die ^{14}C -Skala mit der Dendrochronologischen gleichgesetzt. Da die ^{14}C -Konzentration im Verlaufe der letzten 8'000 Jahre nicht konstant war (DE VRIES 1958), entsprechen ^{14}C -Jahre nicht genau den Kalenderjahren. Deshalb können die Lücken zwischen den Kurven, die in Fig. 26 eingezeichnet sind, etwas grösser oder kleiner sein.

7.3 Interpretation der Mittelkurven

Die anschliessende Mittelkurveninterpretation bezieht sich hauptsächlich auf die in Fig. 26 dargestellten Dichtechronologien. Ueber die jährlichen Veränderungen der maximalen Dichten und Jahrringbreiten gibt Fig. 27 (im Anhang) Auskunft.

Mittelkurve Ferpèche-Saas Fee 8'000-7'540 BP (+ 100), Lärche

Interpretation nach BIRCHER (1982):

"Die Kurve ist charakterisiert durch zwei längere Phasen mit unterdurchschnittlichen Dichtewerten, zwischen welchen eine Periode mit extrem überdurchschnittlichen Werten liegt. Der Beginn der Kurve ist ausgeglichen.

Langandauerne Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Ferpèche lt₁ 7'830-7'740 BP Dauer: 90 Jahre

Ferpèche/Saas Fee lt₂: 7'685-7'610 BP Dauer: 75 Jahre

Die erste Phase Ferpèche lt₁ weist zu Beginn die tiefsten Werte der ganzen Kurve auf. Die im ganzen 90 Jahre umfassende Phase tiefer Dichte lässt sich im Umfang und den Extremwerten mit den Dichtewerten der Klimaverschlechterung 1800-1860 vergleichen. Die zweite unterdurchschnittliche Dichteperiode Ferpèche/Saas Fee lt₂ zeigt weniger starke Abweichungen vom Mittelwert.

Langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Ferpèche lh₁: 7'740-7'685 BP Dauer: 55 Jahre

Saas Fee lh₂: 7'610-7'560 BP Dauer: 50 Jahre

Diese Phasen sind charakterisiert durch hohe Extremwerte.

Im Vergleich mit rezenten Dichtekurven lässt sich aus den beiden langandauernden Perioden mit unterdurchschnittlichen Werten auf eine deutliche Abkühlung mit anschliessenden Gletschervorstössen schliessen. Möglicherweise handelt es sich dabei um Ereignisse, die mit der Endphase der Venedigerschwankung (PATZELT + BORTEN-SCHLAGER 1973) in Verbindung zu setzen sind. Zeitlich passen diese Perioden tiefer maximaler Dichte aber noch besser zur "Oberhalbsteinerschwankung", die von HEITZ (1975, S. 22) um 7'700 BP nachgewiesen wurde."

Mittelkurve Höhenbiel 1 7'300-6'820 BP (+ 100), Lärche

Langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Höhenbiel lt_1 : 7'250-7'190 BP Dauer: 60 Jahre

Höhenbiel lt_2 : 7'020-6'960 BP Dauer: 60 Jahre

Langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Höhenbiel lh_1 : 7'140-7'080 BP Dauer: 60 Jahre

Während des Zeitabschnitts Höhenbiel lt_1 zeigt die Kurve sehr tiefe Dichtewerte an und weist auf kühle Sommertemperaturen hin. Da diese erst nach weiteren 50 Jahren deutlich über den Mittelwert ansteigt, kann der ganze Zeitabschnitt zwischen 7'250-7'140 BP als ungünstige Klimaperiode bezeichnet werden.

Insgesamt deutlich über dem Durchschnitt liegt das Dichtewachstum in der Zeit zwischen 7'140-7'020 BP. Die anschliessende Periode unterdurchschnittlicher Dichte Höhenbiel lt_2 dauert zwar relativ lange, sie weist aber im Vergleich zum Abschnitt Höhenbiel lt_1 bedeutend geringere Extremwerte auf.

Mittelkurve Höhenbiel 2 6'700-6'310 BP (+ 100), Lärche

Langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Höhenbiel $2t_1$: 6'550-6'480 BP Dauer: 70 Jahre

Bezüglich Extremwerten ist diese Phase vergleichbar mit dem kühlen Zeitabschnitt Höhenbiel lt_1 . Nach 6'485 BP sinkt die maximale Dichte noch zweimal bedeutsam unter den Mittelwert, so dass die ganze Zeitspanne zwischen 6'550-6'400 BP insgesamt als kühl bezeichnet werden kann. Die Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte sind alle kürzer als 50 Jahre, sie erreichen aber teilweise hohe Extremwerte.

Die Zeiträume unterdurchschnittlicher maximaler Dichte in den Kurven Höhenbiel 1+2 fallen zeitlich zusammen mit den mehrgliedrigen Misoxer-Kaltphasen, die zwischen 7'500 BP und 6'000 BP belegt sind (ZOLLER 1958, 1960, 1977, ZOLLER et al 1966, S. 155). KING (1974, S. 97) weist im Sustengebiet für den Zeitraum 7'500-6'000 BP ebenfalls eine Kaltphase nach. SUTER (1981, S. 58) belegt ein Mindestalter für die Misoxerschwankung um 6'355 $\pm$ 80 BP.

Die Phase tiefer Dichte in der Kurve Höhenbiel 2 dürfte auch der Frosnitzschwankung in den Ostalpen entsprechen, für die der Zeitraum von 6'600-6'000 BP angegeben wird (PATZELT + BORTENSCHLAGER 1973, S. 63).

<u>Mittelkurve Höhenbiel 3</u> 5'900-4'640 BP (+ 100), Lärche			
Langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:			
Höhenbiel 3t ₁ :	5'745-5'695 BP	Dauer:	50 Jahre
Höhenbiel 3t ₂ :	5'275-5'150 BP	Dauer:	125 Jahre
Höhenbiel 3t ₃ :	4'960-4'855 BP	Dauer:	105 Jahre
Langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte:			
Höhenbiel 3h ₁ :	5'605-5'525 BP	Dauer:	80 Jahre
Höhenbiel 3h ₂ :	5'065-4'960 BP	Dauer:	105 Jahre

Die Kälteperiode Höhenbiel 3t₁ wird eingeleitet durch zwei kühlere Phasen zwischen 5'850BP und 5'745 BP. Nach 5'695 BP wechseln kürzere Perioden hoher maximaler Dichte mit solchen tiefer Dichte. Der Zeitabschnitt Höhenbiel 3h₁ kann aufgrund des Kurvenverlaufs als ausgeglichen und warm bezeichnet werden.

Ein plötzlicher Wechsel von hoher zu tiefer maximaler Dichte leitet die sehr lang dauernde Kaltphase Höhenbiel 3t₁ ein. Innerhalb von neun Jahren sinkt die maximale Dichte vom höchsten Wert der vorangehenden überdurchschnittlichen Dichteperiode zum tiefsten Wert der folgenden unterdurchschnittlichen Phase. Nachher erfolgt wieder ein allmähliches Ansteigen der Kurve, bis sie nach rund 120 Jahren wieder den Mittelwert erreicht.

Der rasche Wechsel von hohen zu tiefen Dichtewerten zeigt sich in allen Dichtekurven, die in diesem Abschnitt der Mittelkurve Höhenbiel 3 angehören (vgl. Fig. 18, Kap. 5.5). Nach dieser kühlen Periode folgen zwei Phasen mit überdurchschnittlichen und hohen Dichtewerten. Um 4'960 BP zeichnet sich wiederum eine lange, 105 Jahre dauernde Kaltphase ab (Höhenbiel 3t₃).

Der letzte Teil dieser Mittelkurve ist aus fünf verschiedenen Baumkurven zusammengesetzt. Die erste Kurve endet um 4'730 BP. Auffallen ist, dass die anderen vier Bäume innerhalb von 20 Jahren absterben, drei davon sogar innerhalb von zehn Jahren. Aufgrund der Dichtekurve lässt sich nicht abklären, ob dieses Absterben klimatisch bedingt ist. Auch das Pollenprofil von Höhenbiel zeigt keine Zunahme von Nichtbaumpollen während dieser Zeit (KUETTEL in Vorbereitung).

Die kühle Periode, die zwischen 5'850 und 5'745 BP durch insgesamt tiefe maximale Dichten angezeigt wird, konnte bisher im Alpenraum noch nirgends nachgewiesen werden. Gletschergeschichtliche Hinweise, welche die Kaltphase Höhenbiel 3t₂ (5'275-5'150 BP) bestätigen, konnte ich in der Val Maighels finden (vgl. Kap. B.2). Der fossile Boden (5'345 ± 80 BP), den ich unter einer Endmoräne des Maighelsgletschers freigelegt habe, passt zeitlich gut zu diesen tiefen Dichtewerten. Eine Einschwemmung von Sand und Silt im Moor Stavel da Maighels ist zwischen 5'430 ± 80 BP und 5'190 ± 85 BP datiert. Ein Gletschervorstoss des Allalingletschers, der durch ein Holzstück (5'100 ± 100 BP) unter einer Moränenüberschüttung belegt ist deutet vermutlich ebenfalls auf dieselbe Klimaver-schlechterung hin (BIRCHER 1982).

BORTENSCHLAGER (1970) und PATZELT + BORTENSCHLAGER (1973) haben im Gurgler Rotmoos zwischen 5'300 und 4'400 BP eine "mehrgliedrige Periode verschlechterter Klimaverhältnisse" nachgewiesen. Dieser Rotmooschwankung in den Ostalpen entspricht die ebenfalls mehrphasige Pioraschwankung, die in ZOLLER (1960) und ZOLLER et al (1966) beschrieben wird.

Die tiefe Dichteperiode Höhenbiel 3t₂ (5'275-5'150 BP) dürfte der Rotmooschwankung I bzw. der ersten Phase der Pioraschwankung entsprechen. Möglicherweise muss auch noch der zweite kühle Abschnitt Höhenbiel 3t₃ (4'960-4'855 BP) zur Rotmooschwankung I gezählt werden, da nach PATZELT + BORTENSCHLAGER (1973) Rotmoos II erst nach 4'700 BP anzusetzen ist. Die Rotmooschwankung wäre dann mindestens dreigliedrig.

Mittelkurve Höhenbiel 4 4'450-4'130 BP (+ 100 BP), Fichte

Zwischen 4'395 BP und 4'330 BP zeichnet sich eine langandauernde Periode überdurchschnittlicher maximaler Dichte ab (Höhenbiel 4h₁), ansonsten wechseln kürzere wärmere Zeitabschnitte mit kühleren ab.

MAISCH (1981, S. 88) fand in der Val Tuors (Keschgebiet) einen Arvenholzrest (4'355 + 80 BP) mehr als 100 m über dem heutigen Alpenrosengürtel. Ein Arvenstamm (4'260 ± 70 BP) aus der Grabung Beverin in der Val Bever weist ebenfalls auf eine hohe Waldgrenze hin (SUTER 1981, S. 55). Beide Holzfunde zeigen einen klimagünstigen Zeitabschnitt an. Diese Befunde können durch die Mittelkurve Höhenbiel nur teilweise bestätigt werden. Zwischen 4'395 BP und 4'330 BP zeichnet sich zwar auch ein längerdauernder warmer Zeitabschnitt ab. Die Kurve verläuft teilweise aber auch deutlich unter dem Mittelwert. Die Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte sind allerdings kurz.

Wie ich bereits erwähnt habe, sind kürzere Mittelkurven relativ schwierig zu interpretieren. Der Mittelwert der Chronologie Höhenbiel 4 entspricht den mittleren klimatischen Verhältnissen, die zwischen 4'450 BP und 4'130 BP geherrscht haben. Falls beispielsweise die mittlere Sommertemperatur (Juli bis September) während dieser 320 Jahre höher war als während der Periode 5'900 - 4'700 BP (Mittelkurve Höhenbiel 3), sind die Mittelwerte der beiden Chronologien verschieden.

Mittelkurve Höhenbiel 5 4'180-3'500 BP (+ 100), Lärche/Fichte
Langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Höhenbiel 5t₁: 4'130-4'070 BP Dauer: 60 Jahre

Höhenbiel 5t₂: 3'830-3'740 BP Dauer: 90 Jahre
(geringe Extremwerte)

Langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Höhenbiel 5h₁: 3'740-3'600 BP Dauer: 140 Jahre

Der Zeitabschnitt Höhenbiel 5t₂ war insgesamt kühler als jener von Höhenbiel 5t₁, da die Kurve während dieser Zeit bedeutend tiefere maximale Dichten anzeigt.

Die Periode Höhenbiel 5h₁ (3'740-3'600 BP) ist gekennzeichnet durch sehr hohe Dichtewerte. Nur wenige Einzeljahreswerte fallen während dieser Zeit unter den Mittelwert. Gleichzeitig ist dies die längste überdurchschnittliche Dichteperiode, die in den bisher vorhandenen Chronologien aus dem Alpenraum beobachtet werden kann.

Mittelkurve Höhenbiel 6 3'900-2'600 BP (+ 100), Lärche
(RENNER / BIRCHER / ROETHLISBERGER)

Diese Chronologie wurde bereits von ROETHLISBERGER et al (1980) publiziert. In der Zwischenzeit konnten noch weitere Bäume mit dieser Kurve synchronisiert werden. Die Belegungsdichte wurde dadurch verbessert. Dies hatte aber auch gewisse Kurvenveränderungen zur Folge. Aufgrund zahlreicher 14C-Daten muss angenommen werden, dass sich die beiden Chronologien Höhenbiel 5 und 6 während 300 - 350 Jahren überlappen. Trotz langwieriger Kurvenvergleiche ist mir bis heute keine eindeutig sichere Synchronisation gelungen. In Fig. 26 sind die beiden Jahrringreihen so übereinander gezeichnet, wie sie mit grösster Wahrscheinlichkeit zusammenpassen. Diese Synchronisation muss aber zuerst noch durch weitere Jahrringkurven bestätigt werden, bevor ein endgültiges Zusammenhängen gerechtfertigt werden kann.

Langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Höhenbiel 6t₁: 3'825-3'740 BP Dauer: 85 Jahre

Höhenbiel 6t₂: 3'340-3'175 BP Dauer: 165 Jahre

Höhenbiel 6t₃: 2'850-2'795 BP Dauer: 65 Jahre

Langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Höhenbiel 6h₁: 3'710-3'610 BP Dauer: 100 Jahre

Höhenbiel 6h₂: 3'595-3'535 BP Dauer: 60 Jahre

Höhenbiel 6h₃: 3'415-3'340 BP Dauer: 75 Jahre

Höhenbiel 6h₄: 3'175-3'055 BP Dauer: 120 Jahre

Die Jahrringreihen Höhenbiel 5 und 6 zeigen teilweise einen unterschiedlichen Verlauf. Die Kurve 5 ist 4-5fach belegt, die ersten 300 Jahre der Chronologie 6 nur 1-2fach. Der Verlauf der Kurve 5 ist also besser gesichert. Die tiefen Dichtewerte von Höhenbiel 6_{t1} stimmen überein mit jenen von Höhenbiel 5_{t2}. Die anschliessende lange Periode hoher maximaler Dichte kommt in der Kurve Höhenbiel 5 weit besser zum Ausdruck.

Die Jahrringsequenz zwischen 3'415-3'340 BP (Höhenbiel 6h₃) zeigt sehr hohe Extremwerte an. Betrachten wir die annuelle Kurvendarstellung, stellen wir fest, dass während 73 Jahren nur ein einziges Jahr unterdurchschnittliche maximale Dichte aufweist. Umso eindrücklicher ist dann das relativ plötzliche Absinken der Kurve um 3'340 BP und die anschliessend 165 Jahre dauernde Periode sehr tiefer Dichtewerte (Höhenbiel 6_{t2}). Innerhalb von fünf Jahren erfolgt ein markanter Uebergang von einer längeren Periode sehr hoher Dichte zu einem langen Zeitabschnitt sehr tiefer Dichte. Der Verlauf der Jahrringbreiten erfolgt analog zu den maximalen Dichten.

Dieser Abschnitt tiefer Dichtewerte ist die längste und extremste aller Schwankungen, die in den bisher vorhandenen Kurven beobachtet werden kann. Die annuellen Werte der maximalen Dichten und Jahrringbreiten sowie die Sensitivitätskurve weisen auf sehr unruhige Wachstumsverhältnisse hin (vgl. auch Fig. 25).

Fast ebenso rasch wie der Wechsel von hoher zu tiefer Dichte erfolgt nach 165 Jahren der Uebergang zu einer langen Periode überdurchschnittlicher Werte.

Die nächste längere Zeitspanne unterdurchschnittlicher maximaler Dichte (Höhenbiel 6_{t2}) folgt zwischen 2'850-2'795 BP. Sowohl bezüglich Extremwerten als auch bezüglich Dauer ist diese Phase deutlich schwächer ausgeprägt als die Schwankung Höhenbiel 6_{t2}. Ein kühler Zeitabschnitt, welcher durch die zwei Dichtekurven Höhenbiel 5 und 6 zwischen 3'825-3'740 BP angedeutet wird, konnte soweit mir bekannt ist, in den Alpen noch nicht nachgewiesen werden. Zahlreiche 14C -Daten von fossilen Böden, die unter Moränenwällen freigelegt wurden, belegen Gletschervorstösse nach 3'600 BP (vgl. Kap. B2 und Tab. 2).

Ein Teil dieser Bodendaten von Tab. 2 wurde bereits in ROETHLISBERGER et al (1980, S. 30 ff) im Zusammenhang mit dieser Jahrringkurve interpretiert. Die Bodendaten wurden hier je nach 14C-Alter den Schwankungen der Dichtekurve zugeordnet. Heute bin ich der Meinung, dass diese Art von Interpretation nicht mehr zulässig ist. Dies umso mehr, als selbst die 14C-Alter verschiedener Bäume in den Chronologien von Höhenbiel und dem Urserental z.B. um 200 Jahre und mehr von der dendrochronologisch synchronisierten Position abweichen. 14C-Daten von fossilen Böden unter Moränen entsprechen zudem nicht genau dem Zeitpunkt der Ueberschüttung, da ein 14C-Alter eines fossilen Bodens einem Mischalter des Bodenbildungszeitraumes entspricht, der dem Gletschervorstoss vorangegangen ist. Die 14C-Daten können deshalb nicht direkt den Schwankungen in der Dichtekurve zugeordnet werden.

Zwei fossile Böden, die ich unter Endmoränenwällen des Guspisfirns entnehmen konnte, belegen, dass dieser Gletscher zwischen 3'600 und 3'200 BP mindestens zweimal etwas weiter vorgestossen ist als um 1850 (vgl. Kap. B2 und Fig. 11). Zwei fossile Böden unter Endmoränen des Witenwasserengletschers weisen auch auf zwei Vorstösse nach 3'600 BP hin (vgl. Kap. B2 und Fig. 9).

BIRCHER (1982) belegt ebenfalls zwei Gletscherhochstände des Allalngletschers zwischen 3'500 und 3'200 BP.

Die Vermutung liegt nahe, dass zumindest einer dieser zwei Hochstände der tiefen Dichteperiode Höhenbiel 6t₂ (3'340-3'175 BP) entspricht. Da die Kurve während dieser Zeit zwei Hauptminima aufweist, die zeitlich 100 Jahre voneinander getrennt sind, könnten in dieser Zeitspanne auch zwei Gletschervorstösse erfolgt sein.

Die tiefen Dichtewerte zwischen 3'340-3'175 BP passen zeitlich gut zur Lössschwankung, die von PATZELT + BORTENSCHLAGER (1973, S. 62) in den Ostalpen nachgewiesen wurde. Diese Schwankung konnte sowohl pollenanalytisch in den Moorprofilen Rostockerhütte I und II als auch glazialmorphologisch durch einen Gletscherhochstand des Frosnitzkees um 3'340 ± 60 BP belegt werden. Der Frosnitzkees ist zu dieser Zeit 100 - 150 m weiter vorgestossen als während der neuzzeitlichen Hochstände. Die extrem tiefen Dichtewerte in der kühlen Periode Höhenbiel 6t₂ und dieser Gletschervorstoß weisen übereinstimmend auf eine intensive Klimaverschlechterung hin.

KING (1974, S. 76 ff) konnte zwischen 3'040 ± 100 BP und 2'820 ± 130 BP einen Gletscherhochstand des Steingletschers nachweisen, der eine grössere Ausdehnung erreichte als um 1850. Ein fossiler Boden (3'035 ± 70 BP), der unter einer Moräne des Stellibodengletschers entnommen wurde und ein solcher (3'070 ± 80 BP) aus der linken Seitenmoräne des Allalngletschers (BIRCHER 1982) passen zeitlich gut zum Steingletschervorstoß.

Im Zusammenhang mit der Dichtekurve, deren Verlauf sehr gut gesichert ist, weil in diesem Zeitabschnitt Kurven von Höhenbiel und solche aus dem Allalengebiet einen praktisch identischen Verlauf zeigen (vgl. Fig. 20), ist es sehr schwierig, die oben erwähnten Daten einzuordnen. Dem Steingletschervorstoß könnten möglicherweise die tiefen Dichtewerte um 2'850 BP (Höhenbiel 6t₃) entsprechen.

Im Zusammenhang mit 14C-Schwankungen kann aber auch folgende Möglichkeit in Betracht gezogen werden:

Wie bereits in Kap. B.2 erwähnt, könnten die Daten 3'040 ± 100 BP, 3'035 ± 80 BP und 3'070 ± 80 BP wegen 14C-Schwankungen, die kurz vor 3'000 BP auftreten, rund 200 Jahre älter sein (OESCHGER, mdl. Mitt.). Falls diese Daten tatsächlich durch 14C-Schwankungen verfälscht wurden, könnten der Steingletschervorstoß und die zwei fossilen Böden auch der Lössschwankung bzw. der tiefen Dichteperiode Höhenbiel 6t₂ entsprechen.

Mittelkurve Reussenbiel 1 (Talboden Urserental) 2'750-2'420 BP
(+ 100), Fichte

Diese Jahrringreihe konnte nicht mit der Chronologie Höhenbiel 6 synchronisiert werden, obwohl die Kurven aufgrund der 14C-Daten während 150 Jahren überlappen. Die Extremwerte dieser Kurve aus dem Talboden dürfen aus den in Kap. 7.1 dargelegten Gründen nicht mehr mit denen von Höhenbiel verglichen werden.

Langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Reussenbiel lt₁: 2'700-2'640 BP Dauer: 60 Jahre

Reussenbiel lt₂: 2'570-2'490 BP Dauer: 80 Jahre

Langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Reussenbiel lh₁: 2'640-2'570 BP Dauer: 70 Jahre

Reussenbiel lh₂: 2'490-2'430 BP Dauer: 60 Jahre

Verschiedene fossile Böden unter Moränen weisen auf Gletschervorstösse um 2'500 BP hin:

Das Alter eines fossilen Bodens, den ich unter einer Moräne des Guspisfirns entnehmen konnte, beträgt 2'480 + 65 BP. Einen weiteren Gletscherhochstand belegt SUTER (1981, S. 54) um 2'475 + 95 BP. ROETHLISBERGER (1976) kann um 2'500 BP ebenfalls zahlreiche fossile Böden nachweisen (vgl. Tab. 3, Kap. B.2).

Diese Gletschervorstösse und die zwei Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte in der Kurve Reussenbiel fallen zeitlich mit der Göschenerkaltphase I zusammen, für die ZOLLER et al (1966, S. 155) den Zeitraum von "vor 880 bis nach 320 v.Chr." angeben. Der Göschenerkaltphase I entspricht die Hochstandsperiode im 1. Vorchristlichen Jahrtausend, die in den Ostalpen zwischen 2'900 und 2'300 BP nachgewiesen wurde (PATZELT + BORTENSCHLAGER 1973, S. 61).

Mittelkurve Untermuss 1 (Talboden Urserental) 2'400-2'100 BP
(+ 100), Fichte

Die Kurve zeigt weder extrem hohe noch extrem tiefe Dichtewerte. Kurze unterdurchschnittliche Dichteperioden wechseln mit ebenfalls kurzen überdurchschnittlichen Phasen ab.

Insgesamt lässt die Kurve auf einen ausgeglichenen Klimaverlauf während der Zeit von 2'400 - 2'100 BP schliessen.

Mittelkurve Aletsch 1 1'950-1'510 BP (+ 100)**, Lärche

Langandauernde Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Aletsch lt₁: 1'890-1'825 BP Dauer: 65 Jahre

Aletsch lt₂: 1'760-1'670 BP Dauer: 90 Jahre

Langandauernde Perioden überdurchschnittlicher maximaler Dichte:

Aletsch lh₁: 1'670-1'595 BP Dauer: 75 Jahre

Die Phasen unterdurchschnittlicher maximaler Dichte in der Kurve Aletsch 1 fallen zeitlich mit der "Gletscherhochstandsperiode während der ersten nachchristlichen Jahrhunderte" zusammen, welche in den Ostalpen mehrfach nachgewiesen wurde (HORNINGER 1964, MAYR 1964, 1968, PATZELT + BORTENSCHLAGER 1973). In der Göschenalp haben ZOLLER et al (1966) eine Kaltphase für den Zeitraum von "vor 350 bis nach 560 n.Chr." belegt.

14C-Daten von fossilen Böden, die unter Moränen gefunden wurden, weisen ebenfalls auf eine Klimaverschlechterung um 1'900 BP hin (vgl. Kap. B.2.2.2). Eine ausführliche Interpretation dieser Kurve erfolgt durch HOLZHAUSER (Dissertation in Vorbereitung).

Mittelkurve Ferpècle/Zinal 1'200-950 BP (+ 100), Lärche

Densitometrische Analysen: ROETHLISBERGER

Synchronisation und statistische Bearbeitung: RENNER

Während der ersten 170 Jahre weist die Kurve sehr geringe Kurvenamplituden auf. Die Dichtewerte lassen während dieser Zeit ein ausgeglichenes, aber eher kühleres Klima vermuten.

Lauenenkurve Berner Oberland 1269-1976 n.Chr., Fichte

SCHWEINGRUBER et al (1979)

Auffallend sind die Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichte zwischen 1800 und 1860 und zwischen 1570 und 1650. Auf die hohen Gletscherstände während dieser Zeitabschnitte wurde bereits hingewiesen. Kürzere unterdurchschnittliche Dichtephasen sind um 1350, 1450, 1700, 1710 und 1720 festzustellen.

** Diese Chronologie enthält sieben Kurven aus dem Aletschgebiet. Vier Baumstämme wurden von ROETHLISBERGER analysiert. Die Synchronisation erfolgte später durch RENNER. HOLZHAUSER (Diss. in Vorb.) stellte mir drei weitere Baumstämme aus dieser Region für die densitometrische Analyse zur Verfügung. Er wird im Rahmen seiner gletschergeologischen Untersuchungen im Aletschgebiet näheres über die Fundumstände dieser Stämme berichten. Die Mittelkurve Aletsch konnte zusätzlich mit vier Fichten aus dem Urserental und einer Lärche aus dem Gletschervorfeld des Zmuttgletschers (ROETHLISBERGER 1976, S. 114) synchronisiert werden.

Erläuterung zu Fig. 26

Für die Abgrenzung der in den Oesterreicher und Schweizer Alpen (pollenanalytisch und glazialmorphologisch) nachgewiesenen Kaltphasen und Gletscherhochstandsperioden (punktierte Linien) wurde folgende Literatur verwendet: PATZELT + BORTENSCHLAGER 1973, PATZELT 1977, ZOLLER et al 1966, ZOLLER 1977.

Mk = Mittelkurve

Perioden unterdurchschnittlicher oder überdurchschnittlicher maximaler Dichten, die mindestens 50 Jahre dauern, werden speziell benannt. Beispiel: Die drei Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichten in der Mk Höhenbiel 3 erhalten die Bezeichnungen Höhenbiel 3t₁, Höhenbiel 3t₂, Höhenbiel 3t₃; überdurchschnittliche Perioden = Höhenbiel 3h₁ und Höhenbiel 3h₂.

14C-Daten von fossilen Böden und Holzresten unter Moränenablagerungen:

BIRCHER 1982

AL ₁	5'100 + 100 BP (B-833)	Allalingletscher	Holz
AL ₂	3'440 ± 125 BP (UZ-164)	Allalingletscher	foss.Boden
AL ₃	3'270 + 135 BP (UZ-188)	Allalingletscher	foss.Boden
AL ₄	3'070 + 80 BP (UZ-147)	Allalingletscher	foss.Boden
F	1'955 ± 80 BP (UZ-102)	Feegletscher	Holzkohle
H ₂	1'870 ± 80 BP (UZ-362)	Hohlaubgletscher	foss.Boden
S ₂	950 ± 115 BP (UZ-165)	Schwarzberggletscher	foss.Boden
S ₁	630 ± 60 BP (UZ-405)	Schwarzberggletscher	foss.Boden

RENNER 1982

MP ₁	5'345 + 80 BP (UZ-315)	Maighelsgletscher S	foss.Boden
Wi ₁	3'680 ± 65 BP (UZ-104)	Witenwasserengletscher	foss.Boden
Gu ₁	3'565 ± 70 BP (UZ-317)	Guspisfirn	foss.Boden
Wi ₂	3'465 ± 145 BP (UZ-172)	Witenwasserengletscher	foss.Boden
Gu ₂	3'255 ± 60 BP (UZ-316)	Guspisfirn	foss.Boden
St ₁	3'035 ± 70 BP (UZ-261)	Stellibodengletscher	foss.Boden
Gu ₃	2'480 ± 65 BP (UZ-350)	Guspisfirn	foss.Boden
M ₂	1'880 ± 85 BP (UZ-106)	Maighelsgletscher N	foss.Boden
St ₂	1'270 ± 75 BP (UZ-150)	Stellibodengletscher	foss.Boden
Wi ₃	1'225 ± 75 BP (UZ-145)	Witenwasserengletscher	foss.Boden

EM = Einschwemmung im Moor Stavel da Maighels, datiert zwischen 5'430 ± 80 BP (UZ-194) und 5'190 ± 85 BP (UZ-195).

7.4 Klimastürze im Postglazial

Beim Studium der annuellen Kurvendarstellungen ist aufgefallen, dass die Uebergänge von Perioden hoher maximaler Dichte zu Abschnitten tiefer maximaler Dichte oft sehr rasch erfolgen. Der Wechsel von unterdurchschnittlichen zu überdurchschnittlichen Werten erfolgt dagegen meist langsam. Die unterdurchschnittlichen Perioden werden beispielsweise folgendermassen eingeleitet:

Periode Höhenbiel 2t₁: 6'550-6'400 BP

Nach einer 40-jährigen Periode mit ausserordentlich hohen maximalen Dichten sinkt die Kurve innerhalb von fünf Jahren unter den Mittelwert (vgl. Fig. 27 im Anhang). Während des anschliessenden Zeitabschnittes tiefer maximaler Dichte zeigen nur noch vereinzelte Jahre überdurchschnittliche Werte.

Periode Höhenbiel 3t₂: 5'275-5'150 BP

Innerhalb von neun Jahren erfolgt ein Uebergang vom höchsten Wert der vorangehenden ausgeglichenen Phase zum tiefsten Wert des nachfolgenden, 125 Jahre dauernden Zeitraumes unterdurchschnittlicher maximaler Dichte.

Periode Höhenbiel 6t₂: 3'340-3'175 BP

Vor dieser Periode extrem tiefer Dichte zeigt die annuelle Kurve während 73 Jahren sehr hohe maximale Dichten an. Um 3'340 BP erfolgt binnen fünf Jahren ein rascher Wechsel zu unterdurchschnittlichen Werten. Im anschliessenden, 165 Jahre dauernden Zeitabschnitt herrschten stark schwankende Wachstumsverhältnisse (vgl. Fig. 25 + 27), und die Kurven der maximalen Dichten und Jahrringbreiten lassen sehr tiefe Werte erkennen.

Die Uebergänge zu folgenden unterdurchschnittlichen Dichteperioden sind ebenfalls kurz:

Höhenbiel 1t₁: 7'250-7'140 BP

Höhenbiel 5t₁: 4'130-4'070 BP

Aletsch 1t₁: 1'890-1'825 BP

Zeitabschnitt 1570-1650 n.Chr. (vgl. Fig. 22)

Falls diese raschen Wechsel von hohen zu tiefen Dichtewerten tatsächlich den jeweiligen Temperaturverläufen der Sommermonate (Juli bis September) entsprechen, muss von eigentlichen Klimaverwerfungen oder Klimastürzen gesprochen werden.

Solch drastische Klimaveränderungen dürften auch grosse Auswirkungen auf das Verhalten der Pflanzen, Tiere und Menschen gehabt haben.

So schreibt PFISTER (1980, S. 189):

"Wenn wir nach den Auswirkungen von Klimaveränderungen auf den Menschen fragen, steht das Problem der Variabilität im Vordergrund. Bio- und Oekosysteme und letztlich auch unsere Wirtschaft sind relativ unempfindlich auf geringfügige Differenzen von Mittelwerten, reagieren aber äusserst sensibel auf Extremwerte. Eine Persistenz desselben Witterungstyps, sei es in Form einer Trockenperiode, einer Zeit ausgedehnter Regenfälle und Ueberschwemmungen, einer Kältewelle oder anhaltender Schneefälle, vermag, wie verschiedene Beispiele aus den letzten Jahren belegen, den Lebensrhythmus ganzer Nationen empfindlich zu stören."

7.5 Aussagen der maximalen Dichtekurven im Vergleich zu pollenanalytischen und glazialmorphologischen Ergebnissen

Die Perioden unterdurchschnittlicher maximaler Dichten stimmen z.T. gut überein mit Kaltphasen, die bereits pollenanalytisch oder glazialmorphologisch nachgewiesen werden konnten. Im Vergleich zu diesen bisherigen Untersuchungen können die Schwankungen aufgrund der Dichtekurven zeitlich genauer abgegrenzt werden. Zudem weisen die Chronologien von Höhenbiel auf weitere, bisher nicht belegte Kaltphasen hin:

- Die tiefen Dichtewerte vor 5'700 BP (Periode Höhenbiel 3t₁) sind allerdings nur durch die Kurve einer einzigen Lärche belegt. Die Schwankung Höhenbiel 3t₁ bedarf also noch der Bestätigung.
- Besser gesichert ist hingegen ein kühler Zeitabschnitt um 3'800 BP. Die Kurven Höhenbiel 5 (fünffach belegt) und Höhenbiel 6 (einfach belegt) zeigen beide während rund 90 Jahren unterdurchschnittliche Werte an (vgl. Fig. 26, Phasen Höhenbiel 5t₂ und Höhenbiel 6t₁).
- Zwischen 4'130 und 4'070 BP zeichnet sich ebenfalls ein 60 Jahre dauernder kühler Zeitabschnitt ab (Höhenbiel 5t₁). Allerdings verläuft die Kurve während dieser Zeit nur knapp unter dem Mittelwert, so dass die Periode Höhenbiel 5t₁ nicht als extreme Kaltphase bezeichnet werden darf.

An dieser Stelle muss auch erwähnt werden, dass sich beim Vergleich der Dichtekurven mit pollenanalytischen und glazialmorphologischen Befunden gewisse Differenzen ergeben können. Unterschiedliche Ergebnisse können z.T. auf folgende Ursachen zurückgeführt werden:

Das Jahrringwachstum eines Baumes reagiert praktisch unmittelbar auf klimatische Veränderungen. Die Gletscher reagieren je nach lokalen Verhältnissen mit jahrelanger Verzögerung (vgl. Kap. 6.2). Zudem sind Radiokarbondaten der fA_n-Horizonte, die wir unter Moränen finden, schwierig zu interpretieren, denn ein 14C-Alter eines fossilen Bodens entspricht nicht exakt dem Ueberschüttungszeitpunkt durch eine Moräne.

Die Gletscher können uns aber in Form von Moränen wertvolle Hinweise über die Grössenordnung einer Klimaverschlechterung geben. Moränenwälle im Bereich der neuzeitlichen Hochstände bezeugen eine ungünstige Klimaperiode, die ein ähnliches Ausmass erreichte wie jene zu Beginn des 17. und 19. Jahrhunderts.

Auch bei pollenanalytischen Untersuchungen muss die Trägheit berücksichtigt werden, mit der die Vegetation auf Klimaveränderungen reagiert. Zwar reagieren Bäume an der Waldgrenze relativ schnell auf Klimaverschlechterungen (BORTENSCHLAGER 1977). Nach einer Absenkung der Waldgrenze braucht es jedoch eine längere, günstige Klimaperiode, bis sich wieder neue Bäume auf der ursprünglichen Höhenlage angesiedelt haben (BRAUN-BLANQUET 1957, zit. in SUTER 1981). So können Holzdichtekurven bereits wieder auf günstigere Klimaverhältnisse hinweisen, während in den Pollendiagrammen noch ein erhöhter Anteil von Nichtbaumpollen zuungunsten von Baumpollen festzustellen ist.

Beim Vergleich pollenanalytischer, jahrringanalytischer und glazial-morphologischer Ergebnisse muss zudem berücksichtigt werden, dass diese nicht genau dieselben Witterungselemente und Umweltfaktoren widerspiegeln. Es wäre falsch, aufgrund einer Periode tiefer Spätholzdicke, die wir in den Jahrringen festgestellt haben, in jedem Fall auf hohe Gletscherstände und ein Absinken der Waldgrenze zu schliessen, denn die Dichtekurven geben im wesentlichen nur über die Temperaturverhältnisse von Juli bis September Auskunft. Für die Entwicklung der Vegetation und die Massenbilanz der Gletscher sind aber hauptsächlich die klimatischen Verhältnisse von Mai bis September von Bedeutung.

Gletschergeschichtliche, pollenanalytische und dendroklimatologische Untersuchungen sollten mit der Zeit eine recht gute Klimarekonstruktion des Postglazials erlauben. Vor allem durch die Synthese und den Vergleich der Daten können die einzelnen Ergebnisse gestützt und ergänzt werden. Kommen alle drei voneinander unabhängigen Untersuchungen zum selben Resultat, so gewinnt dieses erheblich an Aussagekraft.

8. ZUSAMMENFASSUNG

Untersuchungen an rezenten Nadelhölzern aus der subalpinen Stufe haben gezeigt, dass die Sommertemperatur der Monate Juli bis September das Dichtewachstum der Spätholzzellen am nachhaltigsten beeinflusst.

Auf diesen Erkenntnissen aufbauend, versuchte ich mit fossilen Baumstämmen, die hauptsächlich aus dem Urserental stammen, Rückschlüsse auf die klimatischen Verhältnisse während des Postglazials zu gewinnen.

Ein Vergleich von Jahrringreihen fossiler Hölzer aus dem Urserental mit solchen aus dem Wallis ergab, dass die Chronologien aus dem Urserental überregionale Gültigkeit haben und dass aufgrund der maximalen Dichtekurven die jährliche klimatologische Erfassung längerer Zeitperioden möglich ist.

Da es vor allem darum ging, die langphasigen Dichteschwankungen zu ermitteln, wurden die Jahrringreihen mit einem Lowpassfilter (Binomialfilter, 31 gewichtete Glieder) geglättet. Perioden unterdurchschnittlicher bzw. überdurchschnittlicher maximaler Dichten kommen auf diese Art gut zum Ausdruck. Eine Uebersicht der bisher erfassten langfristigen Dichteschwankungen geben Tab. 9 und Fig. 26.

Aufgrund der erstellten Chronologien darf angenommen werden, dass sich die Sommertemperaturen im Verlaufe der letzten 8'000 Jahre innerhalb einer ähnlichen Bandbreite bewegten wie während der letzten fünf Jahrhunderte. Einzig im Zeitraum Höhenbiel 6t₂ (3'340 - 3'175 + 100 BP) dürften die klimatischen Verhältnisse etwas extremer gewesen sein als zur Zeit der neuzeitlichen Kaltphasen. Dieser Abschnitt tiefer maximaler Dichte kann sowohl bezüglich der Dauer als auch bezüglich der Extremwerte als die bedeutendste postglaziale Kaltphase bezeichnet werden, die bisher dendroklimatologisch erfasst wurde.

Verschiedene kühle Zeitabschnitte in der Vorneuzeit haben etwas länger gedauert als die Kaltphasen der Neuzeit (vgl. Abb. 26 und Tab. 9). Zudem ist auffallend, dass die Uebergänge von hohen zu tiefen Dichteperioden oft sehr rasch erfolgten, so dass von eigentlichen "Klimastürzen" gesprochen werden kann (vgl. Kap. 7.4).

Im Vergleich zu pollenanalytischen und gletschergeschichtlichen Befunden ermöglichen die Kurven der maximalen Dichten zeitlich eine genauere Abgrenzung von Klimaschwankungen. Die tiefen Dichtewerte während der Perioden Höhenbiel 3t₁ (5'850 - 5'745 BP) und Höhenbiel 5t₂ / 6t₁ (3'830 - 3'740 BP) weisen auf weitere postglaziale Kaltphasen hin, die bisher durch andere Untersuchungen noch nicht nachgewiesen worden sind.

langandauernde Perioden unter durchschnittlicher maximaler Dichte			langandauernde Perioden über- durchschnittlicher maximaler Dichte		
Periode	Zeitraum + 100 BP	Dau- er	Periode	Zeitraum + 100 BP	Dau- er
Ferpèche lt ₁	7'830-7'740	90	Ferpèche lh ₁	7'740-7'685	55
Ferpèche / Saas Fee lt ₁	7'685-7'610	75	Saas Fee lh ₂	7'610-7'560	50
Höhenbiel lt ₁	7'250-7'140 (7'250-7'190) (60)	110	Höhenbiel lh ₁	7'140-7'020 (7'140-7'080) (60)	120
Höhenbiel lt ₂ (ger.Extr.werte)	7'020-6'960	60			
Höhenbiel 2t ₁	6'550-6'400 (6'550-6'480) (70)	150			
Höhenbiel 3t ₁	5'850-5'695 (5'745-5'695) (50)	155	Höhenbiel 3h ₁	5'605-5'525	80
Höhenbiel 3t ₂	5'275-5'150	125	Höhenbiel 3h ₂	5'065-4'960	105
Höhenbiel 3t ₃	4'960-4'855	105	Höhenbiel 4h ₁	4'395-4'330	65
Höhenbiel 5t ₂ (ger.Extr.werte)	4'130-4'070	60			
Höhenbiel 5t ₂ : Höhenbiel 6t ₁	3'830-3'740	90	Höhenbiel 5h ₁	3'740-3'600	140
			Höhenbiel 6h ₁	3'710-3'610	100
			Höhenbiel 6h ₂	3'595-3'535	60
			Höhenbiel 6h ₃	3'415-3'340	75
Höhenbiel 6t ₂	3'340-3'175	165	Höhenbiel 6h ₄	3'175-3'020 (3'175-3'055) (120)	155
Höhenbiel 6t ₃	2'850-2'795	65			
Reussenbiellt ₁	2'700-2'640	60	Reussenbiellh ₁	2'640-2'570	70
Reussenbiellt ₂	2'570-2'490	80	Reussenbiellh ₂	2'490-2'430	60
Aletsch lt ₁	1'890-1'825	65	Aletsch lh ₁	1'670-1'595	75
Aletsch lt ₂	1'760-1'670	90			
Lauenenkurve	n.Chr. 1'570-1'640 1'804-1'858	70 54		n.Chr. 1'270-1'330	

Tab. 9 : Langfristige Schwankungen der maximalen Dichten von
8'000 BP bis heute

Zusammenstellung der Zeitabschnitte, in denen die geglättete Kurve (Low Pass Filter, 31 gewichtete Glieder) während mindestens 50 Jahren unter bzw. über dem Mittelwert verläuft. Falls aber beispielsweise einer mindestens 50 Jahre dauernden Periode unterdurchschnittlicher maximaler Dichte nach kurzem und geringem Ueberschreiten des Mittelwertes weitere Abschnitte tiefer Werte folgen oder vorangehen, werden diese mitberücksichtigt. Der Zeitraum, während dessen die Kurve ständig unter bzw. über dem Mittelwert verläuft, wird dann in Klammern angegeben.

LITERATURVERZEICHNIS

- AESCHLIMANN H. (in Vorbereitung): Gletschergeschichte in Italiens Mont Blanc Gebiet, Val Veni-Val Verret-Ruitor. Diss. Univ. Zürich.
- AMBROSETTI F., 1979: Regionale Klimabeschreibungen, Klimatologie der Schweiz, Band II, 2. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Met. Anstalt (Jahrgang 1978).
- ATLAS DER SCHWEIZ, 1965-1978: Verlag der Eidg. Landestopographie, Wabern-Bern.
- BAILLIE M.G.L. + PILCHER J.R., 1973: A simple Crossdating Programm for Tree-Ring Research. Tree-Ring Bulletin, Vol. 33.
- BARSCH D., ZOLLER H., MULLENDERS W., 1973: Spätglaziale und holozäne Gletscherstände von Tiefengletscher und Sidelengletscher, Kanton Uri. Materialien zur Exkursionstagung der Schweiz. Geomorph. Ges., 17.-23.9.73 (Manuskript).
- BARSCH D. + KING L., 1975: An Attempt to Date Fossil Rock Glaciers in Grison, Swiss Alps. A Prel. Note. Questiones Geographicae 2: 5-14.
- BEELE F., 1977: Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapassgebiet. Diss. Univ. Zürich.
- BESCHEL R., 1950: Flechten als Altersmassstab rezenter Moränen. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 1, Heft 2, Innsbruck.
- BESCHEL R., 1957: Lichenometrie im Gletschervorfeld. Jahrb. des Vereins zum Schutze der Alpenpflanzen und Tiere, München.
- BIRCHER W., 1982: Klima- und Gletschergeschichte des Saastales. Glazialmorphologische und dendroklimatologische Untersuchungen. Diss. Univ. Zürich.
- BLESS R., 1982: Postglaziale Schwankungen des Glacier d'Argentière. Physische Geographie, Vol. 1, Zürich (im Druck).
- BORTENSCHLAGER S., 1970: Neue pollenanalytische Untersuchungen von Gletschereis und gletschernahen Mooren in den Ostalpen. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. VI, Heft 1-2.
- BORTENSCHLAGER S., 1977: Ursachen und Ausmass postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. in FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forsch., Bd. XIII, Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.
- BRAECKER O.U., 1981: Der Alterstrend bei Jahrringdichten und Jahrringbreiten von Nadelhölzern und sein Ausgleich. Mitt. Forstl. Bundesversuchsanstalt Wien, Heft 142, S. 75-102.
- BRAUN-BLANQUET J., 1957: Ein Jahrhundert Florenwandel am Piz Linard. Bull. Jard. Bot. Etat Brux., Vol. Jubil. Walter Robyns, Bruxelles.
- BURGA C., 1979: Postglaziale Klimaschwankungen in Pollendiagrammen der Schweiz. Vierteljahresschri. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 124, Heft 4.

- CERAM C.W., 1972: Der erste Amerikaner. Rowohlt Verlag GmbH, Hamburg.
- DOUGLASS A.E., 1914: A method of estimating rainfall by the growth of trees. in HUNTINGTON E. (ed.): The Climatic Factor, Carnegie Inst. Wash. Publ. 192, S. 101-122.
- ECKARDT P., 1957: Zur Talgeschichte des Tavetsch - seine Bruchsysteme und jungquartären VERwerfungen. Diss. Univ. Zürich.
- ECKARDT P., FUNK H.P., LABHART T.P., 1980: Untersuchungen rezenter Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. Schlussbericht (Manuskript) z.H. Schweiz. Nationalfonds.
- ECKSTEIN D. + BAUCH M., 1969: Beitrag zur Rationalisierung eines dendrologischen Verfahrens und zur Analyse seiner Aussagesicherheit. Frostwiss. Centralbl. 88, S. 231-250.
- ELLENBERG H., 1978: Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. Verlag Ulmer, Stuttgart.
- FIRBAS F., 1949/1952: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas. Fischer, Jena.
- FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forsch., Bd. XIII, Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.
- FRIES M., 1977: Ehemalige Gletscherstände im Val Maighels. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Zürich (unveröff. Manuskript).
- FURRER G., GAMPER-SCH.B., SUTER J., 1980: Zur Geschichte unserer Gletscher in der Nacheiszeit. in: Das Klima. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- GAMPER M. + SUTER J., 1978: Der Einfluss von Temperaturänderungen auf die Länge von Gletscherzungen. Geographica Helvetica, Nr. 4.
- GAMPER M., 1981: Heutige Solifluktionsträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden. Physische Geographie, Vol. 4, Zürich (Diss. Univ. Zürich).
- GAMPER M., 1982: Ein Vergleich der 14C-Alter von Huminsäuren, organischer Restsubstanz und Holz aus fossilen Böden. Bull. bodenkundl. Ges. der Schweiz, Nr. 6.
- GEYH M.A., 1971: Die Anwendung der 14C-Methode. Clausthaler Tektonische Hefte, Vol. 11.
- GROSS G., 1974: Schneegrenzberechnungen an den Gletschern der Silvrettagruppe. Systematischer Vergleich der Bestimmungsmethoden. Geogr. Hausarbeit, Univ. Innsbruck.
- GROSS G., KERSCHNER H., PATZELT G., 1978: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. XII, Heft 2, S. 223-251.
- GROVE J.M., 1979: The Glacial History of the Holocene. Progress in Physical Geography, Vol. 3, Nr. 1, Edward Arnold.
- HAFNER S. et al, 1975 k: Bl. 1251 Bedretto - GAS - SGK.
- HANTKE R., 1958: Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. Ecl. Geol. Helv. 31,1.

- HANTKE R., 1978: Eiszeitalter 1. Ott Verlag, Thun.
- HANTKE R., 1980: Eiszeitalter 2. Ott Verlag, Thun.
- HEIM A., 1894: Ueber das absolute Alter der Eiszeit. VJSchr., 39/2.
- HEITZ C., 1975: Vegetationsentwicklung und Waldgrenzenschwankungen des Spät- und Postglazials im Oberhalbstein (Graubünden/Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Fichteneinwanderung. in: Beiträge zur Geobot. Landesaufnahme der Schweiz, Heft 55, Verlag Huber.
- HEUBERGER H., 1966: Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Oetzthal. Wiss. Alpenvereinsheft, Heft 20, Innsbruck.
- HEUBERGER H., 1968: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eiszeitalter und Gegenwart, Band 19, Innsbruck.
- HEUBERGER H., 1971: Roland BESchel und die Lichenometrie. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band VII, Heft 1-2.
- HOEGBOM A.G., 1913: Fennoskandia (Norwegen, Schweden, Finnland). Hdb. reg. G, 4/3, 13.
- HOINKES H., 1967: Gletscherschwankungen und Wetter in den Alpen. Veröff. Schweiz. Met. Zentralanstalt, 4, Zürich.
- HOINKES H., 1971: Ueber Beziehung zwischen der Massenbilanz des Hintereisferners und Beobachtungen der Klimastation Vent. Annalen der Meteorologie, Nr. 5.
- HOLZHAUSER H., 1978: Zur Geschichte des Fieschergletschers. Diplomarbeit Geogr. Inst., Univ. Zürich (unveröff. Manuskript).
- HOLZHAUSER H. (in Vorbereitung): Zur Geschichte des Fiescher- und Aletschgletschers. Diss. Univ. Zürich.
- HORNINGER G., 1964: Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen. Exk. I/6, Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 1, S. 107-145.
- IMHOF E., 1946: Ein grosser Alpentopograph und ein vergessenes Gotthard-Relief. Die Alpen, Hg 22, Bern.
- JAECKLI H., 1951: Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aaremassiv bei Somvix-Rabus (Graubünden). Ecl., 44/2.
- JACKSON M.L., 1958: Soil Chemical Analysis. Constable & Co. Ltd., London.
- KAEGI H.U., 1973: Die traditionelle Kulturlandschaft im Urserental. Diss. Univ. Zürich.
- KASSER P., 1969: Gletscherbeobachtungen in der Schweiz. Mitt. der Versuchsanst. für Wasserbau und Erdbau, Nr. 78, Zürich.
- KERSCHNER H., 1976: Das Daun- und Egesenstadium in ausgewählten Tälern der Zentralalpen von Nordtirol und Graubünden. Diss. Univ. Innsbruck (unveröff. Manuskript).
- KERSCHNER H., 1978: Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Ueberlegungen). Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich, Band XXXVI.

- KING L. + LEHMANN R., 1973: Beobachtungen zur Oekologie und Morphologie von *Rhizocarpon geographicum* (L) DC und *Rhizocarpon alpicola* (Hepp.) Rabenh. im Gletschervorfeld des Steingletschers. Schweiz. Bot. Ges. 83 (2).
- KING L., 1974: Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes. Basler Beitr. zur Geographie, Heft 18.
- KINZL H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschr. für Gletscherkunde, 17.
- KINZL H., 1932: Die grössten nacheiszeitlichen Gletschervorstösse in den Schweizer Alpen und in der Montblancgruppe. Zeitschr. für Gletscherkunde, 20.
- KINZL H., 1949: Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. Veröff. Museum Ferdinandeum, Band 26/29.
- KUETTEL M., 1977: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spät- und Frühpostglazials im Oberen Tessin, im Berner Oberland und im Wallis. Diss. Univ. Bern.
- KUETTEL M., 1979: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen. Ber. Schweiz. Bot. Ges. 89, 1/2.
- LABHART T;P., 1977: Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung Geologischer Führer 63, Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- LAMPRECHT A., 1978: Die Beziehung zwischen Holzdichtewerten von Fichten aus subalpinen Lagen des Tirols und Witterungsdaten aus Chroniken von 1370-1800. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Zürich (unveröff. Manuskript).
- LANDOLT E., 1969: Unsere Alpenflora. Verlag Schweiz. Alpenclub.
- LENZ O., SCHAER E., SCHWEINGRUBER F.H., 1976: Methodische Probleme bei der radiographisch-densitometrischen Bestimmung der Dichte und der Jahrringbreiten von Holz. Holzforschung 30, S. 114-123.
- LICHTENECKER N., 1938: Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. d. III. INQUA-Konf., Wien 1936.
- MAISCH M., 1981: Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser und Albulatal (Graubünden, Schweiz). Physische Geographie, Vol. 3, Zürich.
- MAYR F., 1964: Untersuchungen über Ausmass und Folgen der Klima- und Gletscherschwankungen seit dem Beginn der postglazialen Wärmezeit. Zeitsch. für Geomorph. N.F. 8, 3, S. 257-285.
- MAYR F., 1968: Postglacial Glacier Fluctuations and Correlative Phenomena in the Stubai Mountains, Eastern Alps, Tyrol. Univ. of Colorado Studies, Series in Earth Sciences, Nr. 7.
- MAYR F. + HEUBERGER H., 1968: Type areas of Late Glacial and Postglacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. Proc. Congr. Quatern. Res. VII, Vol. 14, Boulder, Col.
- MEHRA O.P. + JACKSON M.L., 1960: Iron Oxide Removal from Soils and Clays by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7.

- MESSERLI B. et al, 1975: Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band XI, Heft 1, Univ. Verlag Wagner GmbH, Innsbruck.
- MUELLER F., CAFLISCH T., MUELLER G., 1976: Firn und Eis der Schweizer Alpen. Publ. Nr. 57, Geogr. Inst. ETH Zürich.
- MUELLER H.N., 1975a: Untersuchungen ehemaliger Gletscherstände im Rossbodengebiet (Simplon, Wallis). Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Zürich (unveröff. Manuskript).
- MUELLER H.N., 1975b: Fossile Böden in Moränen. Bull. de la Murithienne, 92.
- ODERMATT F., 1929: Joachim Eugen Müller 1752-1833. Die Alpen, Jg 5, Bern.
- OECHSLIN M., 1927: Die Wald- und Wirtschaftsverhältnisse im Kt. Uri. Bern.
- OECHSLIN M., 1939: Die Aufforstungen im Urserental. S.A. aus Gottshardpost.
- PATZELT G., 1973: Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band IX, Heft 1-2.
- PATZELT G. + BORTENSCHLAGER S., 1973: Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). Zeitschr. Geomorph. N.F. Suppl. Band 16, Berlin, Stuttgart.
- PATZELT G. + BORTENSCHLAGER S., 1976: Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Oetztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). in: FRENZEL B.: Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projekts 73/1/24 "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Stuttgart.
- PATZELT G., 1977: Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen. in: FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forsch. Bnd XIII, Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.
- PATZELT G., 1980: Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. Jahresber. 1976/77 der Oesterr. Geogr. Ges. Zweig Innsbruck.
- PENCK A. + BRUECKNER E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. Verlag Tauchnitz, Leipzig.
- PFISTER C., 1980: Klimaschwankungen und Witterungsverhältnisse im schweizerischen Mittelland und Alpenvorland zur Zeit des "Little Ice Age". Die Aussage der historischen Quellen. in: Das Klima. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- POLGE H., 1966: Etablissement des courbes de variation de la densité du bois par exploration densitométrique de radiographies d'échantillons prélevés à la tarière sur des arbres vivants. Applications dans les domaines technologiques et physiologiques. Ann. Sci. For. 23, S. 1-206.
- RENNER F., 1977: Ehemalige Gletscherstände im Witenwasseren- und Muttental, Urseren. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Zürich (unveröff. Manuskript).

- ROETHLISBERGER F., 1976: Gletscher- und Klimaschwankungen im Raum Zermatt, Ferpècle und Arolla. Diss. Univ. Zürich.
- ROETHLISBERGER F., 1980: Tree-ring and Climate - a retrospective survey and new results. WMO Bull. Vol. XXIX, Nr. 3.
- ROETHLISBERGER F., HAAS P., HOLZHAUSER H., KELLER W., BIRCHER W., RENNER F., 1980: Holocene Climatic Fluctuations - Radiocarbon Dating of Fossil Soils (fAh) and Woods from Moraines and Glaciers in the Alps. in: Geography in Switzerland, Geographica Helvetica, Nr. 5.
- SALATHE H.R., 1961: Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung. Diss. Univ. Basel.
- SCHINDLER C., 1972: Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. Ecologiae Geologicae Helveticae, Vol. 65, Nr. 2.
- SCHNEEBELI W., 1976: Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. Diss. Univ. Zürich.
- SCHUEPP M., 1967: Klimatologie der Schweiz, Teil C, Lufttemperaturen 3. + 4. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Met. Zentralanstalt (Jg 1966), Zürich.
- SCHWEINGRUBER F.H. + SCHAER E., 1976: Röntgenuntersuchungen an Jahrringen. Neue Zürcher Zeitung 180, 4. Ausg., 33.
- SCHWEINGRUBER F.H., FRITTS H.C., BRAEKER O.U., DREW L., SCHAER E., 1978: The X-ray technique as applied to dendroclimatology. Tree-Ring-Bull. Vol. 38.
- SCHWEINGRUBER F.H., BRAEKER O.U., SCHAER E., 1979: Dendroclimatic studies on conifers from Central Europe and Great Britain. Boreas Vol. 8, p. 427-452, Oslo.
- SCHWEINGRUBER F.H., 1980: Jahrringe als klimatologische Datenquellen. in: Das Klima. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHWEINGRUBER F.H., 1982: Jahrringe, dendrochronologische Methoden und Anwendungsgebiete. Paul Haupt Verlag, Bern (im Druck).
- SUTER J., + FITZE P., 1977: Führer zur ALPQUA 77 der Schweiz. Geomorph. Ges. Zürich.
- SUTER J. + GAMPER M., 1978: Der Einfluss von Temperaturänderungen auf die Länge von Gletscherzungen. Geographica Helvetica, Nr. 4.
- SUTER J. + GRONER U., 1980: Profil Jenatsch-Hütte: Eine pollenanalytisch-sedimentologische Untersuchung in der Val Bever (Engadin). Geographica Helvetica, Nr. 3.
- SUTER J., 1981: Gletschergeschichte des Oberengadins: Untersuchung von Gletscherschwankungen in der Err-Julier-Gruppe. Physische Geographie, Vol. 2, Zürich.
- URFER C., 1979: Regionale Klimabeschreibungen. Klimatologie der Schweiz, Band II, 2. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. Met. Zentralanstalt (Jg 1978), Zürich.

- UTTINGER H., 1965: Klimatologie der Schweiz, Teil E, Niederschlag. 1.-3. Teil. Schweiz. Met. Zentralanstalt, Zürich.
- VRIES H. de, 1958: Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. Koninkl. ned. Acad. Wet, Proc., B 61, S. 94-102.
- WAHRHAFTIG C. + COX A., 1959: Rockglaciers in the Alaska Range. Geol. Soc. Amer. Bull. 70, S. 383-436.
- ZIENERT A., 1965: Gran Paradiso - Mont Blanc: Prähistorische und historische Gletscherstände. Eiszeitalter und Gegenwart, Band 16.
- ZIENERT A., 1970: Würm-Rückzugsstadien vom Schwarzwald bis zur hohen Tatra. Eiszeitalter und Gegenwart, Band 21.
- ZOLLER H., 1958: Pollenanalytische Untersuchungen im unteren Misox mit den ersten Radiocarbon-Datierungen in der Südschweiz. Veröff. Geobot. Inst. Rübel 34, S. 166-175, Zürich.
- ZOLLER H., 1960: Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der Insubrischen Schweiz. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 83, Abh. 2.
- ZOLLER H., SCHINDLER C., ROETHLISBERGER H., 1966: Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und im Vorderrheingebiet. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, Band 77, Nr. 2, Basel.
- ZOLLER H., MUELLER H.J., KLEIBER H., 1972: Zur Grenze Pleistozän/Holozän in den östlichen Schweizer Alpen. Ber. Deutsch. Bot. Ges., Band 85, Heft 1-4.
- ZOLLER H., 1977: Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. in: FRENZEL B., 1977: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwiss. Forsch., Band XIII, Steiner Verlag GmbH, Wiesbaden.
- ZUMBUEHL H. + MESSERLI P., 1980: Gletscherschwankungen und Temperaturverlauf. Beispiel einer Korrelationsanalyse von indirekten und direkten Klimazeugen am Beispiel der Grindelwaldgletscher und der 210-jährigen Basler Temperaturreihe. in: Das Klima, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

A N H A N G

Alter BP		Labornr.	Material	Lokalität	Koordinaten	H.ü.M.
10'325	+ 130	UZ-167	Gyttja	Plidutscha	659050/165650	2'150
9'995	+ 110	UZ-348	Torf	Torta	685250/148850	2'150
9'730	+ 120	UZ-119	Gyttja	Höhenbiel	681100/158150	1'970
8'925	+ 125	UZ-170	Gyttja	Lais da Maighels	695500/164500	2'240
6'435	+ 75	UZ-260	Torf	Ciurei di mezzo	676370/197850	2'140
6'370	+ 85	UZ-222	Torf	Alpe di Cruina	676600/197600	2'000
6'045	+ 90	UZ-122	Torf	St.d.Maighels	695750/163300	2'220
5'785	+ 70	UZ-401	foss.Boden	Zuppei della Ca	674250/148450	2'500
4'810	+ 125	UZ-401	foss.Boden	Zuppei della Ca	674250/148450	2'500
5'430	+ 80	UZ-159	Torf	St.d.Maighels	695825/163300	2'220
5'345	+ 80	UZ-315	foss.Boden	Maighelspass	695100/160650	2'440
5'190	+ 85	UZ-195	Torf	St.d.Maighels	695825/163300	2'220
3'680	+ 65	UZ-104	foss.Boden	Tälli	680850/155550	2'360
3'570	+ 85	UZ-105	foss.Boden	Tälli	680850/155550	2'360
3'465	+ 145	UZ-172	foss.Boden	Tälli	680850/155550	2'360
3'565	+ 70	UZ-317	foss.Boden	Chrummegg	689100/159550	2'540
3'255	+ 60	UZ-316	foss.Boden	Chrummegg	689100/159550	2'540
3'035	+ 70	UZ-261	foss.Boden	Wyssbach	678100/156150	2'370
2'480	+ 65	UZ-350	foss.Boden	Chrummegg	689100/159550	2'540
1'880	+ 85	UZ-106	foss.Boden	Maighels	695500/161500	2'345
1'270	+ 75	UZ-150	foss.Boden	Wyssbach	678100/156170	2'370
1'225	+ 75	UZ-145	foss.Boden	Tälli	680850/155550	2'360

14C-Daten von fossilen Böden und Moorproben

Höhenbiel, 1'970 m.ü.M., Koordinaten 681100/158150							
Labornr.	Alter	BP	Baumnr.	i/a	Anzahl Jahrringe	Holzart	
B-3'506	7'300	+	90	HB59	i	490	Lärche
B-3'821	7'060	+	30	HB10	i	210	Lärche
LJ-5'409	7'000	+	100	HB58	i	300	Arve
B-3'527	6'690	+	70	HB47	i	350	Lärche
B-3'525	5'820	+	60	HB16	i	400	Lärche
LJ-5'406	5'320	+	90	HB8	a	200	Lärche
LJ-5'408	5'220	+	90	HB46	i	270	Arve
B-3'188	5'100	+	90	HB3	a	500	Lärche
LJ-5'338	5'070	+	90	HB15	a	270	Lärche
B-3'524	4'760	+	60	HB19	i	280	Lärche
B-3'526	4'630	+	60	HB25	a	310	Lärche
UZ-407	4'460	+	65	HB33	i	280	Lärche
UZ-406	4'350	+	80	HB30	i	250	Fichte
UZ-409	4'245	+	70	HB34	a	200	Fichte
B-3'501	4'170	+	70	HBs1	i	310	Lärche
B-3'512	4'090	+	60	HBs3	i	480	Lärche
B-3'503	4'080	+	70	HB54	i	360	Fichte
B-3'822	4'060	+	30	HB64	i	270	Fichte
LJ-5'340	3'980	+	60	HB9	i	180	Fichte
B-3'505	3'850	+	70	HB57	i	450	Arve
LJ-5'341	3'620	+	70	H610	i	170	Lärche
B-3'186	3'390	+	50	HB1	a	520	Lärche
RZ-212	3'160	+	80	HB6	i	250	Lärche
B-3'187	3'090	+	80	HB2	a	480	Lärche
B-3'528	3'070	+	70	HB52	i	220	Lärche
RZ-217	3'050	+	70	HB7	i	200	Arve
B-3'189	2'730	+	100	HB4	a	450	Arve
Oberchäsern, 1'990 m.ü.M., Koordinaten 681000/158150							
B-3'190	7'180	+	90	OC1	a	220	Lärche
RZ-216	4'200	+	80	OC3	i	230	Lärche
Untermuss (Moos), 1'470 m.ü.M., Koordinaten 686700/164200							
B-3'495	3'510	+	50	UM16	i	130	Fichte
B-3'493	3'140	+	40	UM5	i	170	Fichte
B-3'530	2'950	+	30	UM37	i	180	Fichte
B-3'492	2'940	+	60	UM4	i	220	Fichte
B-3'497	2'790	+	50	UM58	i	160	Fichte
B-3'494	2'480	+	70	UM8	i	150	Fichte
B-3'498	2'280	+	60	UM59	i	170	Fichte
B-3'499	2'220	+	60	UM60	i	130	Fichte
B-3'496	1'800	+	60	UM35	i	260	Fichte
B-3'500	1'720	+	60	UM61	i	170	Fichte
Reussenbiel, 1'430 m.ü.M., Koordinaten 687200/164700							
LJ-5'410	3'810	+	80	Reu4	i	130	Fichte
B-3'532	3'500	+	70	Reu12	i	220	Fichte
UZ-408	3'115	+	60	Reu6	i	150	Fichte
B-3'507	2'750	+	70	Reu1	i	240	Fichte
B-3'508	2'710	+	60	Reu3	i	330	Fichte
Mülibach, 1'430 m.ü.M., Koordinaten 687100/165000							
B-3'513	2'470	+	70	MB5	i	250	Fichte
LJ-5'405	1'760	+	70	MB7	i	180	Fichte
B-3'516	1'710	+	60	MB10	i	180	Fichte
B-3'575	1'670	+	60	MB3	i	170	Fichte
Boden (Realp), 1'520 m.ü.M., Koordinaten 681300/160900							
LJ-5'407	3'810	+	80	RB2	i	120	Fichte
Tross (Unteralp), 1'910 m.ü.M., Koordinaten 693250/162050							
B-3'511	3'430	+	70	UA	i	190	Arve
Oberalpsee, 2'025 m.ü.M., Koordinaten 693250/162070							
B-3'511	7'110	+	80	OA	i	210	Arve

- B - Physikalisches Institut,
Universität Bern
- LJ La Jolla, Dept. of Chemistry
University of California
- RZ Reckenholz Zürich, Eidg. An-
stalt für Landwirtschaft-
lichen Pflanzenbau
- UZ Geographisches Institut,
Universität Zürich

LEBENS LAUF

Ich, Felix Baptist Renner, wurde am 7. Mai 1951 in Altdorf geboren. Mein Heimatort ist Hospental.

Bis zu meinem 21. Lebensjahr besuchte ich folgende Schulen:

- 1958 - 1964 Primarschule Hospental
- 1964 - 1967 Sekundarschule Andermatt
- 1967 - 1972 Mittelschule im Kollegium Karl Borromäus
in Altdorf
(An dieser Schule legte ich im Frühling 1972
mein Abitur, Typus B, ab).

Im Wintersemester 1972 immatrikulierte ich mich an der Universität Zürich, 1974 bestand ich mein erstes Vordiplom, 1975 das zweite. Im Dezember 1977 schloss ich das Geographiestudium mit dem Diplom ab. Von 1978 - 1981 arbeitete ich unter der Leitung von Prof.Dr. G.Furrer an der vorliegenden Dissertation und war Assistent von Prof.Dr.A.Bögli und Prof.Dr.G.Furrer.

Während des Studiums an der Universität Zürich besuchte ich Vorlesungen und Uebungen bei folgenden Dozenten:

Prof.Dr.H.Boesch, Prof.Dr.G.Furrer, Prof.Dr.H.Haefner, Prof.Dr. A.Bögli, PD Dr.G.Gensler, Prof.Dr.M.Schüepp, Dr.P.Fitze, PD Dr. K.Graf, PD Dr.H.Kishimoto, Prof.Dr.A.Leemann, Dr.R.Schmid, Dr.Th.Gutermann, Prof.Dr.E.Landolt, Dr.F.H.Schweingruber, Prof.Dr.V.E.Trommsdorff, Prof.Dr.A.Gansser, Prof.Dr.G.Trümpy, Prof.Dr.R.Hantke, Prof.Dr.E.Dal Vesco, Dr.A. Milnes, Prof.Dr. H.Jäckli, Dr.W.Oberholzer, Prof.Dr.Kuhn-Schnyder, Prof.Dr. H.Rieber, Dr.K.Hünemann, Dr.H.Inhelder, Prof.Dr.O.Woodtli, Prof.Dr.F.Bachmann.

